

EDMOND COULET

MORPHOLOGIE DES PLAINES
ET GARRIGUES
DU LANGUEDOC MEDITERRANEEN

TOME III

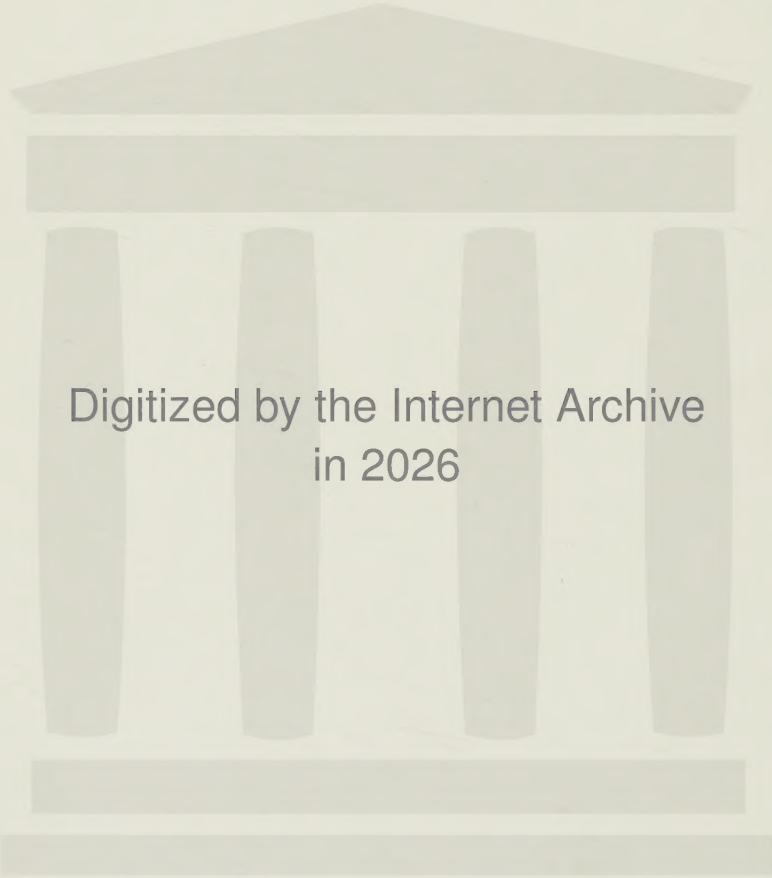
THESE PRESENTEE DEVANT L'UNIVERSITE DE MONTPELLIER III

— LE 7 JUIN 1975 —

ATELIER
REPRODUCTION DES THESES
UNIVERSITE DE LILLE III
LILLE

DIFFUSION
LIBRAIRIE HONORE CHAMPION
7, QUAI MALAQUAIS
PARIS

1978



Digitized by the Internet Archive
in 2026

EDMOND COULET

MORPHOLOGIE DES PLAINES
ET GARRIGUES
DU LANGUEDOC MEDITERRANEEN

TOME III

THESE PRESENTEE DEVANT L'UNIVERSITE DE MONTPELLIER III

— LE 7 JUIN 1975 —

ATELIER
REPRODUCTION DES THESES
UNIVERSITE DE LILLE III
LILLE

DIFFUSION
LIBRAIRIE HONORE CHAMPION
7, QUAI MALAQUAIS
PARIS

1978



L'Atelier de Reproduction des Thèses décline toute responsabilité
touchant la qualité technique des documents qu'il reproduit.

La loi du 11 mars n'autorisant, aux termes des alinéas 2 et 3 de l'article 41, d'une part, que les "copies ou reproductions strictement réservées à l'usage privé du copiste et non destinées à une utilisation collective" et, d'autre part, que les analyses et les courtes citations dans un but d'exemple et d'illustration, "toute représentation ou reproduction intégrale ou partielle, faite sans le consentement de l'auteur ou de ses ayants-droit ou ayants-cause, est illicite" (alinéa 1er de l'article 40). Cette représentation ou reproduction, par quelque procédé que ce soit, constituerait donc une contrefaçon sanctionnée par les articles 425 et suivants du Code Pénal.

- CHAPITRE VIII -

Poursuivant, dans le présent chapitre, la description régionale suivant le cheminement annoncé au début du second livre, nous aborderons un grand ensemble qui se développe à l'Est des failles à peu près alignées de Durfort, Corconne et les Matelles, jusqu'aux abords du pays nîmois. Notre limite Nord sera constituée par la plaine du moyen Gardon, des environs de Cassagnoles aux abords de Dions. Au Sud, nous viendrons border le Lunellois méridional, déjà connu. A cet ensemble, nous incluerons la Vaunage qui lui appartient par le style morphologique, rompant avec la tradition qui la rattache habituellement à la Garrigue nîmoise. Cette étendue de terrain justifie le titre proposé en fonction de caractères généraux qui en sont le commentaire.

V- Les basses Garrigues du Languedoc oriental marno-calcaire, les pays du bas Vidourle moyen et leur environnement.

A- Les caractères généraux:

Participant de l'élargissement du domaine des Garrigues et de "l'aération" du relief qui marquent son appartenance au Languedoc oriental, l'ensemble ci-dessus défini se classe dans les basses Garrigues: un seul point haut y dépasse 300 mètres; dans les dépressions, hors des principales vallées, la cote 180 mètres n'est jamais atteinte; au creux de celles-ci, à des distances à vol d'oiseau de la mer déjà appréciables (plus de 50 kilomètres pour la vallée du Gardon), l'altitude se tient au-dessous de 100 mètres.

La mise en place des voies de communication y a été aisée. Les routes de Montpellier à Anduze et surtout à Alès, ouvrent, sans doute, les plus larges horizons du Bas-Languedoc: bassin de Sommières et plaine de Campagne, aire de Lédignan. Sur les axes d'Alès à Nîmes et Uzès, les bassins de Vézénobres et de St-Chartes ne sont pas moins vastes. Du "balcon des Merles", sur la D¹, dominant Clarensac, le coup d'oeil sur la Vaunage ne manque pas d'ampleur. Et, pour être mieux encadrée par les reliefs, la vallée de la Courme n'en donne pas moins l'impression d'un couloir spacieux.

Sans doute ces reliefs ne font-ils pas défaut: petit massif de Logrian (239 mètres), Bois de Lens (282 mètres au lieu dit Mounier), collines sises entre Cannes-et Clairan, Brabassargues et St-Théodorit (s'élevant à 215 mètres à l'Arboussède, près du premier village, à 233 à Cabanes, près du dernier), rebord Ouest de la Vaunage (211 mètres à la Liquière), Bois de Paris (254 mètres à la Pène), Puech des Mourgues, près de St-Bauzille-de-Montmel (273 mètres), massif de St-Croix-de-Quintillargues (325 mètres au Pilier de la Luque- le point le plus élevé de tout l'ensemble en cause). Reliefs d'altitudes modestes, occupant un espace limité, au sommet le plus souvent visiblement aplani, dominant, ordinairement par des versants réglés, soit des "replats suspendus" soit des plaines de modelé récent et sans vigueur, parmi lesquelles ils figurent de petits massifs résiduels isolés. Ces éléments de diversité se groupent plus particulièrement à l'Ouest de la dépression de St-Chartes-St-Mamert-Sommières. A l'Est, le modelé

en creux de la Vaunage, ouvert au milieu de la calme topographie des plateaux fait un certain contraste avec leur caractère saillant.

On ne saurait cependant exagérer ce contraste, l'impression d'ensemble demeurant celle d'une certaine molesse des lignes. C'est la lithologie qui en rend compte: l'ossature architecturale est assurée par les faciès principalement marneux et marno-calcaires du Néocomien et de notable épaisseur. Au-dessus sont plaquées, en discordance, des formations lacustres calcaires vulnérables et détritiques à prédominance marneuse. Le manque de vigueur des formes résulte donc des facilités offertes aux agents du modelé. Mais l'explication doit tenir compte, également de la réaction particulière de ces faciès à des sollicitations tectoniques dont on verra qu'elles n'ont pas été moins nombreuses ni échelonnées qu'ailleurs, ni peut être pas beaucoup moins vigoureuses. De la sorte, l'organisation en vastes dômes et cuvettes ne saurait faire oublier une foule d'accidents qui sont révélés à plus petite échelle.

C'est ainsi que les figures d'orientation Ouest-Est du plissement pyrénéo-provençal peuvent être repérées, non seulement à l'Est de la gouttière de St-Chartes-St-Mamert - Sommières où elles apparaissent avec netteté, mais encore à l'Ouest où elles ne semblent pas, au premier coup d'oeil, déterminer les formes majeures du relief. Celles-ci sont, en ce secteur occidental, visiblement liées aux accidents Sud- Sud-Ouest, Nord - Nord-Est. Mais, à considérer le terrain de près, ils interviennent, quoique avec plus de discrétions, dans le secteur oriental, jusqu'à la "faille

de Nîmes" qui n'est que l'un d'entre-eux, d'ailleurs plus aisée à déduire de l'analyse des faits qu'à observer directement. En ces basses Garrigues, comme dans les hautes Garrigues de l'Hérault et du Vidourle moyen élevé, ils servent de limite à des panneaux disposés en marches d'escaliers descendant vers le Sud-Est. Mais les plus curieuses figures structurales, disposées à l'Ouest de ce domaine, sont des horsts de terrains jurassiques élevés à l'apparence extrusive: Repère du Castellans ruiné de Logrian (f.d'Anduze, 1/25 000ème, n^{OS} 5-6), Bois de Paris (f.de Sommières, 1/20 000ème, n^{OS} 5-6), massif du Pilier de la Suque de Ste-Croix-de-Quintillargues, massif des Avants de Cecelès (f.de St-Martin-de-Londres, 1/20 000ème, n^{OS} 7-8), répétant, en plus vaste et plus complexe, des types déjà représentés en pays montpelliérain avec le Bois de Périé (f.de St-Martin-de-Londres, 1/20 000ème, n^{OS} 7-8) et Montpellier, 1/20 000ème, n°8) et le petit affleurement d'entre Prades-le-Lez et St-Vincent-de-Barbeyrargues.

Outre le fait qu'ils induisent des phénomènes karstiques de belle intensité, au contraire de la limitation mérokarstique qu'on relève dans les marno-calcaires, et qu'ils présentent des pentes plus redressées, encore que réglées dans leur grande généralité, ces horsts jurassiques isolés montrent une structure tourmentée. Liés à des failles courbes qui les bordent au Sud-Est, évoquant ainsi le Coutach, ils ont fréquemment une allure monoclinale, avec pendage à l'Occident, mais compliquée de dislocations internes et présentant des signes d'étirement au contact des terrains du Crétacé inférieur, sous lesquels ils s'enfouissent vers

le Nord-Ouest. Leur témoignage implique une évolution structurale beaucoup plus complexe que ne l'indiquerait le seul examen des figures tectoniques dessinées dans les formations néocomiennes. De la sorte, l'on peut supposer que les aptitudes de ces derniers terrains, affrontés aux contraintes des successives tectogenèses, ont conduit à des effets simplificateurs, à quoi conspirent encore leur épaisseur et leur position proche de la surface, et que démentiraient en quelque sorte, les complications de l'architecture régionale à un niveau plus profond. C'est précisément ce qu'ont démontré les sondages, révélant, en outre, pour certains termes enfouis du Jurassique, une texture très différente de celle rencontrée dans les hautes Garrigues, avec faciès pélagiques plus fréquents.

Les faciès néocomiens dominants ont, en outre, donné une grande prise à la glyptogenèse. Les systèmes morphoclimatiques cénozoïques et pléistocènes anciens ont, comme partout en Bas-Languedoc, développé des surfaces d'aplanissement dont, du reste, le tracé du Vidourle postule la large extension. Mais la médiocre solidité de leur support lithologique n'a permis leur conservation que sur les faciès calcaires ou calcaréo-marneux où il conviendra d'apprécier l'importance des retouches ultérieures à leur établissement. Dégagements et isolement des lambeaux qui en subsistent, rendent malaisée l'étude de leurs éventuelles déformations. Toutefois, dans le Sud du domaine considéré, des indications précieuses sont à attendre du témoignage de la molasse, des pendages qui l'affectent et des traces de son ancienne extension, au-delà des affleurements actuels. Aux dépens des marnes du Crétacé inférieur, de la plupart

des formations lacustres, le modelé est exclusivement quaternaire. Mise à part une sculpture différentielle qui n'est pas dépourvue de finesse, il se caractérise moins par les terrasses qui manquent d'ampleur, même le long du Vidourle, que par les glacis. Mais la nette hiérarchisation des formes est exceptionnelle et les formations superficielles, dans la dépendance du relief dominant à partir duquel elles ont été épandues, apparaissent, selon les cas, d'un inégal intérêt, mieux fournies dans les combes (Vaunage) que dans les synclinaux (St-Mamert).

La démarche suivie découle de ces réflexions liminaires.

B- Lithologie et structure:

1-La lithologie des pays du bas Vidourle moyen et de leur environnement:

Il importe moins, sur ce sujet, de procéder à la description détaillée des faciès classiques, déjà connus (voir Chapitre I) que de rappeler leur puissance et de noter, éventuellement leurs variantes locales. En outre, en fonction de ce qui précède, on admettra aisément la nécessité de compléter les enseignements des affleurements par ceux des sondages. De là, l'ordre d'exposition que nous suivons, qui est celui de la progression du trépan:

a)- Les affleurements du Crétacé inférieur:

L'Aptien qui précède directement les termes du Crétacé supérieur, n'intéresse guère l'ensemble sous régional qui nous occupe. Il apparaît seulement aux marges des Garrigues de Lussan, vers Foissac, dans le Nord-Est du couloir du Gardon moyen, sous la forme

dans l'anticlinal de Bourdiguet, ces marnes noires ou grises, passant vers le haut à des calcaires argileux, reposent sur un hard ground. Au Mas Neuf (Nord de Quissac, feuille d'Anduze), les marnes grises incluent d'abord des calcaires gréseux sur une faible épaisseur, puis, devenues jaunâtres, passent aux calcaires argileux. En direction de Nîmes, apparaissent des marno-calcaires feuilletés et des calcaires versicolores ("marbres" de la carrière de Barutal, près de Mas de Ponge, étudiée par Torcapel) (notice des feuilles géologiques du Vigan au 1/80 000ème et d'Anduze au 1/50 000ème).

L'Hauterivien supérieur:

Ce niveau montre, en Vaunage, des calcaires quelque peu marneux, disposés en bancs moyens qui se débitent en "lauzes", puis en "miches", avec des accidents siliceux à la base et au sommet. Abstraction faite de l'amincissement par érosion, cette série comporte au moins 300 mètres d'épaisseur et passe, par transition ménagée, aux faciès plus marneux de l'Hauterivien inférieur.

Au Sud - Sud-Ouest, vers Saturargues (f.géologique de Lunel au 1/50 000ème) les marnes hauteriviennes contiennent vers leur sommet un faciès de calcaire gréseux à éléments détritiques, autrefois étudié par F.ROMAN (M.GOTTIS, 1957-64, p.121).

Dans les parties septentrionale et occidentale de notre domaine, l'Hauterivien supérieur développe un faciès à débris de teinte généralement jaunâtre, à cassure bioclastique scintillante. Il est connu dans l'aire anticlinale de St-Just à Bourdiguet, d'où ses prolongements s'étendent vers le site urbain de Nîmes, St-Gervasy,

Comps et Beaucaire, tandis qu'on le repère également au Nord jusqu'au gisement éponyme de Cruas, en Ardèche, où il a perdu son épaisseur. Ce faciès "Cruasien", défini par Torcapel, couronne, entre Lecques, au bord du Vidourle (f.de Sommières, 1/20 000ème, n^{OS} 1-2), et Nozières, proche du Gardon (f.d'Anduze, 1/25 000ème, n^{OS} 7-8), arme à peu près tous les reliefs sous-régionaux dans l'aire pré-citée, dominant 250 mètres de calcaires jaunâtres (J.P.PUECH, 1963, p.39).

Plus à l'Ouest encore, non loin de Villesèque et du château de Sabatier (f.du Vigan, 1/25 000ème, n^{OS} 5-6), un calcaire à débris surmonte des marnes et des calcaires argileux qui, davantage au Sud, deviennent cristallins et atteignent une certaine dureté, au flanc de l'anticlinal de Vacquières où leur épaisseur avoisine 150 à 200 mètres (f.de St-Martin-de-Londres, 1/20 000ème n^{OS} 3-4). En dessous de gros bancs calcaires argilo-gréseux, alternant avec des petits lits de marnes feuilletées, sur 200 à 250 mètres, reposent sur le faciès à miches par l'intermédiaire d'un niveau glauconieux (notice de la f.géologique d'Anduze au 1/50 000ème).

L'Hauterivien inférieur:

Sur 150 à 180 mètres, il est beaucoup moins varié:

"marno-calcaire et calcaréo-marneux" selon l'expression de M.GOTTIS (1957-64, p.120), il admet des passées de marnes feuilletées et présente une plus grande abondance de bancs calcaires vers le haut. Dans la région du Bois de Paris, J.P.PUECH signale qu'il débute par 20 à 25 mètres de calcaires sableux silicifiés, avec interbancs marneux (op.cit.p.39).

Le Valenginien Supérieur:

La faille de Fenouillet constitue une coupure nette,

A l'Est, marnes et marno-calcaires continuent le faciès inférieur, avec, toutefois une charge calcaire accrue (J.P.PUECH, 1963, p.36).

A l'Ouest, nous retrouvons le faciès "miroitant" de la région montpelliéraine, jouant un rôle, dans le relief sous régional, caractérisé par des corniches ou des versants moins étendus mais plus fiers que ceux que déterminent les calcaires "à débris" de l'Hauterivien (cf. le Puech des Mourgues). On en connaît la raison qui tient à la structure du faciès: grains inorganiques (oolithes et gravelles), figures organiques diverses (Foraminifères, Mollusques, Entroques, Bryozoaires - sauf les premiers, brisés et usés), le tout doté d'une forte cohérence par un ciment calciteux recristallisé (J.P.PUECH, 1963, p.36). La puissance de ce niveau n'atteint jamais les 200 mètres de l'Hortus. Elle va même en diminuant des environs de Fontanès jusqu'aux environs de Vacquières (f. de St-Martin-de-Londres, 1/20 000ème, n^{os} 3-4 et 7-8) pour s'effacer et reparaitre au voisinage de la faille de Corconne (ibid.)

Valenginien inférieur:

L'homogénéité qui manquait à la partie supérieure de l'étage, qui caractérise, à l'inverse, les marnes et marno-calcaires de sa partie moyenne, s'atténue à nouveau dans les couches inférieures formées de marnes gris bleuté, parfois pyriteuses, avec quelques intercalations de calcaires argileux. Cette défi-

nition convient aux secteurs Est et Sud de notre domaine où la puissance paraît excéder souvent 200 mètres.

A l'Ouest et au Nord-Ouest, le faciès marneux et marno-calcaire est interrompu par des bancs minces et se répétant, de calcaires graveleux et bioclastiques, moins résistants cependant que le faciès miroitant qu'ils préfigurent. Mais leur répartition est assez capricieuse: 3 à 4 vers Carnas; 5 à 6 au Nord-Est de St-Bauzille-de-Montmel où, chargés de débris organiques, ils s'éloignent un peu du type des calcarénites déjà décrites dans les hautes Garrigues de l'Hérault et du Vidourle, un seul visible en avant du monoclinal de Montaud, à partir duquel on les perd (J.P.PUJCH, 1963, pp.33-34).

Le Berriasien:

Plus solide, mais puissant du quart de l'étage précédent, il contient des marnes, se caractérisant, néanmoins par l'abondance de calcaires argileux gris cendré, en gros bancs et à débit noduleux. J.P.PUJCH (1963, p.23) note que la micropaléontologie est souvent nécessaire pour fixer avec précision la limite du Berriasien et du Portlandien, soulignant, toutefois, qu'au Sud de Carnas (f. de Sommières, 1/20 000ème, n^{os} 1-2), mais là seulement, "un véritable conglomérat à silex et à galets jurassiques" vient la matérialiser à une échelle macroscopique.

b)-Les affleurements du Jurassique supérieur:

L'on sait qu'ils sont réduits, ne concernant, en tout ou partie, que des horsts de petite extension. Par ailleurs, ils montrent peu d'originalité relativement à la définition ordinaire des faciès régionaux, savoir:

Le Portlandien:

De tendance massive, ou à gros bancs, ce calcaire presque pur, de teinte blanchâtre présente une structure graveleuse, pseudo-bréchique à microconglomératique. Il montre, au Bois de Paris, des lentilles de microconglomérats à Entroques et gravelles de calcite liées par un ciment à pâte fine, chargé de Foraminifères ou d'aspect spathique. "La pâte de ces gravelles et de ces galets est, en général, de même nature que le ciment, sauf dans les bancs où le ciment est spathique et recristallisé". "Des phénomènes d'interactions et de migrations entre gravelles et ciment, ont pu, ensuite, se produire, tendant à l'homogénéisation de la roche, ce qui lui donne souvent un aspect grumelleux" (J.P.PUECH, 1963, p.23). Ce faciès est, à la fois, favorable aux actions brisantes et à la lapiasation.

Le passage au faciès inférieur est souvent difficile à fixer avec précision (Notice f.géologique du Vigan au 1/50 000ème) Mais il arrive qu'il soit tectonisé au Sud-Est du Bois de Paris (J.P.PUECH, 1963, p.25).

Le Kimméridgien:

Calcaire compact, massif ou à gros bancs métriques à pâte blanchâtre et à pâte gris beige, avec joints stylolithiques, il totalise, avec l'étage précédent, 300 mètres de puissance. Non moins brisant que le Portlandien, il présente également de belles aptitudes karstiques: non seulement il est lapiasé, mais il localise, au Bois de Paris, la grande doline du Creux de l'Embrasasse. On lui doit, en outre, la plupart des escarpements de ce secteur.

La feuille géologique d'Anduze au 1/50 000ème, distingue, pour le petit massif de Logrian, un ensemble kimméridgien inférieur à bancs moyens de 0,10 à 0,30 mètre de calcaires argileux qui, sur 40 à 60 mètres d'épaisseur, assure la transition avec le Séquanien.

Le Séquanien :

Il n'affleure qu'au Bois de Paris et dans le massif de Logrian, sur une centaine de mètres. Il est constitué de marno-calcaires roux lités en bancs moyens de 0,20 mètre, en général, où s'intercalent quelques joints marneux. Les bancs calcaires se recommandent par leur pâte sombre et fine, le plus souvent sublitographique, parfois grumeleuse, incluant une assez abondante poussière de quartz. Vers le bas, les passées marneuses beiges et compactes se font plus importantes quoique peu nombreuses.

Il est important de connaître l'extension latérale des faciès du Jurassique supérieur, ainsi que de définir les termes sous jacents du Dogger et du Lias, là où ils s'enfouissent sous les épaisses formations du Crétacé inférieur des pays du bas Vidourle moyen: de là le recours aux sondages.

c)- Les enseignements des sondages profonds:

Nous en retiendrons trois: Lédignan n°1, St-Bauzille n°1, Vaunage n°1. Leur implantation permettra d'esquisser les phénomènes de continuité ou, à l'inverse, les modifications, survenues du Nord au Sud et de l'Ouest à l'Est dans les couches profondes, soustraites à l'observation directe.

---- Le sondage de Lédignan n°1 (v.f. géologique du Vigan, 1/50 000ème):

Le Jurassique supérieur a été reconnu sous 235 mètres de Valanginien et de Berriasien. Il est classiquement formé par 243 mètres de calcaire beige sublithographique représentant le Portlandien et le Kimméridgien qui débute, cependant par une vingtaine de mètres de calcaire marneux.

Suivent 157 mètres de calcaires brunâtres sublithographiques dits à "faciès rauracien" et 81 mètres de calcaires et marnes attribués à l'Argovien; 295 mètres de faciès marneux sont rapportés au Callovien.

Le Dogger est beaucoup plus résistant: 99 mètres de calcaires à Entroques dévolus au Bathonien et 162 mètres de marnes et calcaires gréseux qui doivent constituer le Bajocien et l'Aalénien.

Les 1145 mètres suivants sont formés de "marnes grises à noires": Toarcien et Domérien. Il est inutile de souligner l'exceptionnelle puissance de cette série.

Du Carixien au Sinémurien, viennent 499 mètres de calcaires coupés d'intercalations argileuses, fréquemment imprégnés

de silice et de magnésie, dont la variabilité verticale correspond à "l'agitation" sédimentaire du Lias inférieur. Ils surmontent 320 mètres de Trias où les évaporites ont été repérées et qui repose sur un matériau houiller, apparamment pauvre en charbon, dont la puissance n'est pas connue.

---- Le sondage de St-Bauzille-de-Montmol-n°1,
(f. de St-Martin-de-Londres, 1/20 000ème, n^{os} 7-8).

Le sondage étant implanté dans l'Ouest de St-Bauzille, au pied du massif de Ste-Croix-de-Quintillargues, débute pratiquement dans le Jurassique Supérieur. Il traverse sur 300 mètres les calcaires homogènes, aux faciès conformes aux descriptions qui précèdent, représentant le Portlandien et le Himméridgien.

Ont été rencontrés, ensuite, une centaine de mètres de "calcaires marneux, à pâte fine, sublithographique, riche en fine poussière quartzeuse" (M. GOTTIS, 1957-64, p. 120) : le Séquanien.

L'Argovien moyen et supérieur, y compris son niveau élevé à faciès rauracien, représenterait 280 mètres, avec une teneur en calcaire décroissant de haut en bas. Aux 50 mètres de marnes subordonnées correspondrait l'Argovien inférieur. Ce dernier repose sur 15 mètres d'argiles glauconieuses où il a paru logique de voir, comme en Vaunage, le Divésien régressif.

La sonde a encore parcouru 25 mètres de calcaires micro-graveleux qui doivent relever du Callovien supérieur. En effet, ils surmontent 155 mètres de marnes. Dans les 80 premiers, a été identi-

fiée une faune d'Ammonites qui permet de les ranger dans le Callovien inférieur (M.GOTTIS, 1957-64, p.120). Les 75 mètres subordonnés doivent déjà appartenir au Bathonien.

Au Bathonien moyen sont attribués "une vingtaine de mètres de calcaires oolithiques, à plages dolomitiques" (ibid), tandis que le Bathonien inférieur, puissant d'environ 100 mètres, accumule marnes et marno-calcaires.

Plus de 100 mètres, encore, formés de calcaires siliceux doivent figurer le Bajocien-Aalénien. Enfin la sonde s'est enfoncée dans 160 mètres de marnes noires supra-liasiques.

---- Le sondage dit "Vaunage n°1" (f.de Sommières, 1/20 000ème, n^{os} 7-8):

Dans ce secteur, l'on peut estimer à 6 000 mètres l'épaisseur des sédiments déposés à partir du début du Trias et jusqu'à la fin du Néocomien (M.GOTTIS, 1957-64, p.118) dont 2 000 mètres pour ce dernier regroupement compréhensif, avant toute action d'érosion -(op.cit.p.120) - soit une puissance du Crétacé inférieur double de celle qu'on rencontre sur les marges occidentales de ce domaine. Avec le Berriasien, des marno-calcaires assez gréseux gris bleu se chargent progressivement en carbonates vers le bas (carbonate de calcium et, par passées, dolomite) pour faire place, finalement, à des calcaires sublithographiques et micro-bréchiques, clairs, à stylolithes soulignés par du bitume, où l'on peut voir "un équivalent possible du niveau du Rieu Massel" (M.GOTTIS, 1957, p.235).

C'est un faciès assez semblable à cette base du Berriasien qui constitue, sur 50 mètres, le Portlandien Supérieur, caractérisé par de nombreux microorganismes. Mais les 80 mètres qui suivent et que la microfaune induit à ranger dans le Portlandien inférieur, comportent des calcaires gris-brun foncé en bancs peu épais, de texture micro-bréchique, à cassure porcelanique et stylolithes bitumineux (M.GOTTIS, 1957, p.234).

Une centaine de mètres de calcaires sublithographiques à cassure conchoïdale et à stylolithes nombreux, toujours de teinte sombre, possèdent une microfaune contenant de bons marqueurs du Kimméridgien. On aurait donc là, le terme élevé de cet étage. Le terme inférieur ou Séquanien est reconnu dans 100 mètres de calcaires marneux foncés à grain sublithographique et néanmoins détritique, comme en témoigne une abondante poussière de quartz (M.GOTTIS, 1957, p.233).

Le taux de calcaire qui était de 75 à 80% dans le niveau précité, se hausse, dans le suivant à 85/90%, signalant, sans doute, le Rauracien, épais d'environ 60 mètres. Puis ce même taux de calcaire diminue, vers 70% sur 120 à 130 mètres, puis vers 50% sur plus de 100 mètres. Ces couches paraissent correspondre à l'Argovien moyen et inférieur.

Plus bas, 45 mètres de "marnes argileuses faiblement glauconieuses" à Ammonites permettent de situer précisément le Divésien (M.GOTTIS, 1957-64, p.119).

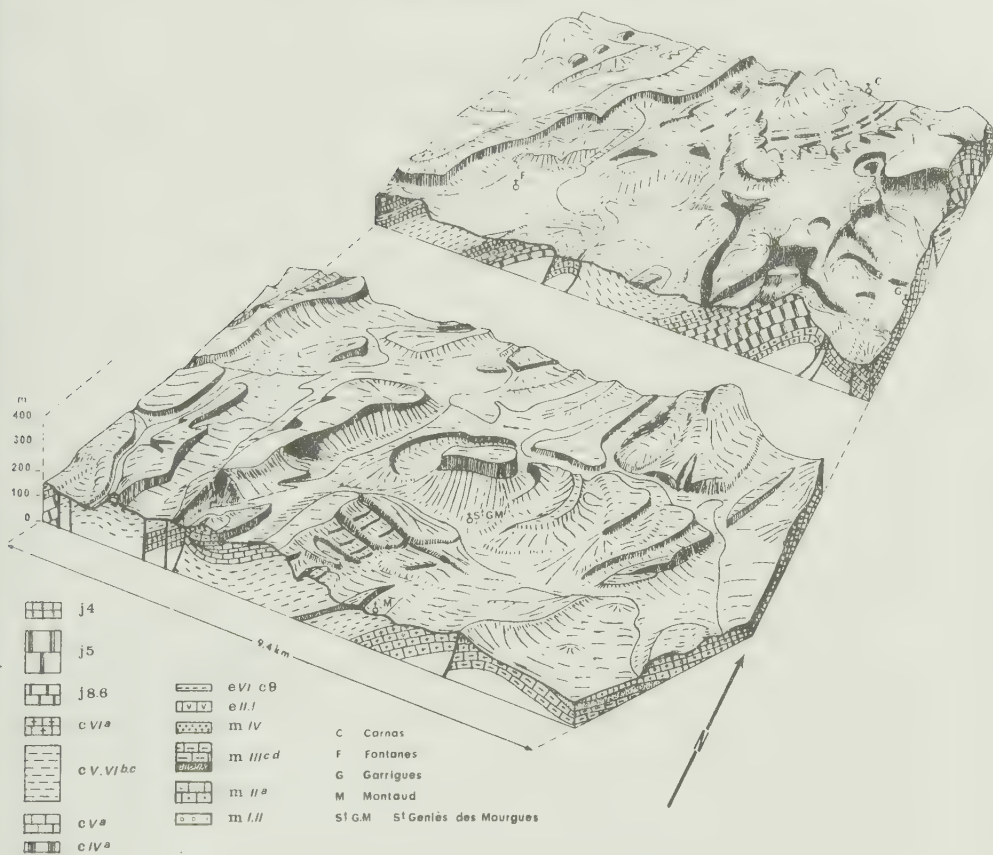
Par comparaison avec les affleurements de la Gardiole et du Coutach, il a pu être établi que les 340 mètres des assises qui ont été ultérieurement rencontrées, rassemblaient les trois "zones paléontologiques" du Callovien. De haut en bas, il se décompose en quatre niveaux lithologiques: 1) des marno-calcaires à teneur assez élevée en carbonates (60 à 80%) sur 40 à 50 mètres de puissance; 2)-des marnes pauvres en carbonates (35 à 45%), épaisses de 150 mètres; 3)- Une petite "corniche" calcaire ; 4)- série alternante de marno-calcaires et de calcaires marneux (teneur en carbonates =45%), sur 90 mètres.

A partir de "l'Oxfordien", vers 2600 mètres et jusqu'à 3924, on trouve une puissante série "marneuse et calcaréo-marneuse, plus ou moins siliceuse" où manquent des éléments de repères sûrs. Elle est, note M.GOTTIS (1957-64,p.118), considérée "sans certitudes absolues, comme appartenant à la partie supérieure du Lias inférieur et au Lias moyen et supérieur ainsi qu'au Jurassique moyen".

Quelles que soient ces incertitudes, il reste possible de tirer quelques enseignements de la comparaison des trois sondages pré-cités.

(1)-C'est d'abord l'enfoncement progressif du socle vers le Sud et l'Est que l'on pressent, lors même qu'il n'a pas été atteint effectivement par le trépan.

ENTRE PAYS MONTPELLIERAIN ET PAYS DU VIDOURLE



**Monoclinal de Montaud, synclinal perché du Puech des Mourgues
horst anticlinal du Bois de Paris et leurs abords**
(Feuilles de St Martin de Londres et de Sammieres au 1 50000^{ème})

(2) On confirmera ensuite l'épaississement de la plupart des étages et l'évolution des faciès vers des types plus décidément pélagiques, dans les mêmes directions.

(3)- Enfin il est possible de préciser les niveaux où cette évolution est la plus sensible (M.GOTTFIS, 1957,p.235), savoir:

-Le Lias moyen et supérieur

-L'ensemble Bathonien-Callovien-Divésien-Argovien

-Le Néocomien.

L'évolution en cause et les deux grands secteurs géographiques qu'elle détermine jouent un rôle décisif dans la distribution des types structuraux.

2- La structure des pays du Bas-Vidourle moyen et de leur environnement:

On aura noté l'importance que revêtent, derechef, les directions pyrénéo-provençale et cévenole, à quoi il convient d'ajouter, bien que plus discrets, des accidents orientés Nord-Sud ou Nord-Ouest, Sud-Est. Une bonne approche du problème structural sera d'en apprécier les ordres de grandeur respectifs et les relations réciproques.

Les figures d'orientation pyrénéo-provençale, principalement plissées, accessoirement cassantes, bien qu'il advienne qu'elles s'alignent significativement les unes par rapport aux autres sur de bonnes distances, ressortissent à une échelle moyenne, prises chacune pour elle-même. Ainsi, en Vaunage, l'anticlinal de Clarensac-St-Côme s'allonge sur une douzaine de kilomètres,

pour une largeur de 4.

Les accidents d'orientation Sud-Ouest, Nord-Est ou Sud - Sud-Ouest, Nord - Nord-Est relèvent d'une échelle supérieure. C'est évident pour le système des failles de Durfort, Corconne, les Matelles qui se succèdent à l'Ouest de notre champ d'étude, comme, à l'autre extrémité, pour l'accident de Nîmes que double, à faible distance, la faille de Langlade. Dans l'étendue ainsi délimitée, on prendra garde au fait que la faille de Puechredon, bordant à l'Est le horst de Logrian, et celle de Sardan-St-Clément-Garrigues-Château de Montlaur, intéressant la bordure orientale du Bois de Paris, jalonnent sensiblement le même méridien, sur une distance de 25 kilomètres, ramenant au jour le Jurassique. La conviction s'impose qu'il s'agit de thèmes majeurs de la structure.

Comparés aux deux catégories précédentes, certains accidents subméridiens et Nord-Ouest, Sud-Est font figure de détail - petites failles et "plis en V" du Bois de Paris (J.P.PUECH, 1963, p.49), selles anticlinales dessinées sans énergie et séparant les affleurements de la molasse, au sein de la gouttière de Semmières-St-Mamert-St-Chartes (M.GOTTIS, 1957-64, p.127). Une seule entité majeure relève de cette direction: la faille de Fenouillet dont on a vu qu'elle constitue un rameau détaché de l'accident de Corconne.

Ces types distincts s'organisent dans l'architecture d'unités complexes. Le horst de Logrian et, plus encore, le massif du Bois de Paris en fournissent les prototypes, pour le secteur occidental où l'épaisseur des couches sédimentaires, quoique déjà

notable, est la plus faible. On verra comment, dans l'ensemble du Bois de Paris, entendu au sens large, les accidents Sud-Ouest, Nord-Est et la faille de Fenouillet ont joué avant, mais aussi après, la mise en place des structures pyrénéo-provençales que décalent encore les figures d'orientation Nord-Ouest, Sud-Est (J.P. PUMCH, 1963, p.49). D'autre part, avec le dôme de Lédignan, s'individualise un type anticlinal de grande dimension, long de 25 kilomètres, large de 10 à 15, aux pendages modérés. Des motifs structuraux de même échelle se développent au Nord (synclinal de Vézénobres) et surtout à l'Est, là où la sédimentation est la plus puissante (synclinal disharmonique de Sommières-St-Hamert-St-Chaptes et anticlinorium de la Vaunage). Ce dernier rassemble, dans une même intumescence, plusieurs ondulations pyrénéo-provençales.

Grâce aux relations géométriques définies par les motifs élémentaires dans les architectures des ensembles complexes, grâce aux dépôts conservés au coeur des gouttières, significativement discordants et, parfois, dotés de valeur corrélative, l'on peut espérer, au terme d'une étude plus détaillée, dégager les grandes étapes de l'évolution tectonique.

a) - "L'axe anticlinal Vaunage-St-Loup" et son tronçonnement:

---- L'axe anticlinal:

A l'Est de la faille de Corconne et au Sud de Valflaunès, on retrouve, comme cela a été noté par M.GOTTIS (1957-64, p.113), la

terminaison périantyclinale du pli de Fambétou- Roc Verdier. Elle est marquée par la boucle de crêts que dessinent les bancs du Valanginien supérieur de faciès "miroitant" autour du Mas du Pont (Puech Sabatier, 247 mètres, Truc d'Euzet, 178 mètres -f.de St-Martin-de-Londres, 1/20 000ème, n^{OS}7-8).

La selle parcourue par la D.17, entre Trévièrs et Valflaunès, sépare cette terminaison périantyclinale d'une autre, beaucoup plus ample, qui paraît plutôt s'aligner sur l'axe des culminations tectoniques du St-Loup que sur celles du pli de Fambétou. Elle est soulignée par la vaste boucle de crêts des calcaires "miroitants" du Valanginien terminal qu'affectent quelques accidents transversaux, mais sans en dénaturer le dessin, et que soulignent: Louzière (151 mètres), le Grand Bois (181 mètres), les Mouleirous (252 mètres), les ruines des Tours de Salles (252 mètres), les Mortasses (154 mètres), et les flancs Nord de Cote Ubessé (221,222 mètres) et de Rabat (181,222 mètres), ainsi qu'il apparaît très clairement sur la feuille topographique (St-Martin-de-Londres, 1/20 000ème, n^{OS}7-8) et sur la cartographie géologique de M.MATTAUER et M.MATTEI (1967). Ce crêt, sans fierté, mais d'une belle continuité est discrètement doublé, côté front, par les reliefs structuraux (Bois de la Pinède, cote 181 à l'Est de Grand-Bois, ressauts des travers, Roc de la Vieille) que déterminent quelques bancs de calcarénites diversifiant la série marneuse du Valanginien moyen et inférieur. Tant au niveau des calcarénites valanginiennes qu'à celui du "miroitant", deux accidents transversaux du type faille-pli, orientés Nord - Nord-Ouest, Sud - Sud-Est se manifestent (vers

le mas de Mussen et la Tour de Salles). La marne valanginienne, fortement affouillée par l'érosion des têtes de ruisseaux, aujourd'hui peu ou pas inscrits et comme effacés par sous-adaptation climatique et dont la confluence forme la Bénovie, a été abaissée près du village héraultais de Fontanès jusqu'à 105-117 mètres. Au Sud de cette localité, les faibles croupes de l'Euzière (134 mètres) et de Lamelle (161 mètres) marquent, avec l'affleurement du Berriasien marne-calcaire et même du Portlandien (faciès dit à Céphalopodes), l'apparition du cœur, d'ailleurs faillé, de ce pli. Notons, au passage, que ces accidents cassants ayant été nivelés et les talus actuels relevant de la catégorie des abrupts de ligne de faille révélés, le faible relief que l'on observe, concernant ce noyau, n'est nullement un mont dérivé intact mais signale simplement une étape dans le dégagement de la Combe qui s'érigne à l'Est, biseautant faiblement la dalle du Berriasien élevé de la Plaine de Lacan et du Devois des Agneaux.

La figure anticlinale ainsi décrite, constitue, au niveau stratigraphique du Crétacé inférieur, l'enveloppe de l'ensemble jurassique relevé par faille dans le Bois de Paris. Celui-ci (qui sera décrit en détail plus bas) comporte plusieurs culminations. Dans une certaine mesure on peut voir là, le cas, nullement isolé et, somme toute, banal, d'entités dont l'architecture "profonde" est plus complexe que les structures superficielles. En réalité, dans notre région où prévalent les types d'évolution morpho-tectoniques, la plupart des complications, en ce qui concerne les étapes ultimes de leur élaboration en tous cas, se sont développées proches de la

surface topographique. Mais le style des figures de compression dépend étroitement des faciès intéressés et, par là, la notion de "profondeur" stratigraphique retrouve toute son importance. Cette réflexion aura bientôt son utilité. Mais auparavant, constatons que la plus méridionale et la plus vigoureuse de ces culminations (l'anticlinal du Plan de Trépalou, 261 mètres, la Pène, 253 mètres, f. de Sommières, 1/20 000ème, n^{os} 5-6) s'aligne, à l'Est, sur l'anticlinal de Fontanès et l'ensemble St-Loup-Violis-le-Fort et, à l'Ouest, non seulement sur le pli de Clarensac-St-Côme, mais encore sur le champ de failles de Beaucaire et sur les Alpilles.

---- Son tronçonnement:

Il apparaît donc que nous avons affaire à l'un des axes tectoniques les plus importants du Bas-Languedoc. S'il est aisément repérable sur la carte, il se résoud, dans le paysage, en une série d'entités séparées et de styles assez dissemblables, exprimant, toutefois, de façon constante, la réalité des phénomènes compressifs. Comme nous venons de le noter, l'originalité de chacune d'entre-elles exprime les conditions locales et en tout premier lieu, les aptitudes des faciès intéressés. C'est ainsi que la forme plissée la plus simple -- du moins au niveau des structures superficielles -- est acquise dans le Néocomien d'affinités relativement pélagiques du pli septentrional de la Vaunage. Avec sa ceinture de crêts indurés par le calcaire "miroitant", son noyau cassé à armature berriasienne et jurassique, de surcroît bloqué à l'Est par une faille qui l'effondre (faille subméridienne passant entre la cote 109 de la

croupe de Lamelle et la cote 99 indiquée à son pied -- f. de St-Martin-de-Londres, 1/20 000ème, n^{os} 7-8) le mouvement anticlinal de Fontanès figure un homologue assez exact de celui de Fambétou-Roc Verdier, dont seul le distingue le dénivelé plus humble du relief. Très différent est le pli du Plan de Trépaloup-la Pène, inclinant le Jurassique, dissymétrique et replissé, affecté d'un accident chevauchant, avec , particularité sectorielle relevée par J.P. PUECH (1963, pp.52-53), déplacement tangentiel vers le Sud, Sud-Est.

Même si d'autres déformations l'ont suivi, il est difficile de ne pas voir dans cet ensemble de figures, alignées sur le St-Loup et les Alpilles, un effet du diastrophisme pyrénéo-provençal. Malgré le sens apparent de la poussée, à première vue abérant, dans le Bois de Paris et son environnement immédiat (sens qu'explique probablement, en ambiance de serrage, le défaut, au Sud, et la présence, au Nord, d'un môle résistant), la structure même du Plan de Trépaloup-la Pène est typique de cet édifice pyrénéo-provençal, à peu de distance au Nord des limites du "complexe chevauchant". Dans ces conditions, l'apparition d'entités structurales dissemblables au long d'un même axe tectonique et au cours d'une même phase orogénique ne laisse place qu'à une seule hypothèse: le tronçonnement préalable du terrain en blocs séparés.

Outre la gouttière synclinale de Sommières-St-Mamert-St-Chartes, ce sont évidemment les grands accidents d'orientation cévenole qui se trouvent mis en cause. Dans le paragraphe qui suit,

nous nous proposons de vérifier leur ancienneté et de relever la fréquence de leurs rejeux, ce dont les détails de leur géométrie et la nature comme les dispositions des terrains tertiaires conservés à proximité nous fournissent les moyens.

---- Etude des grandes failles "cévencoises" et pré-
camarguaises .

(1)-En ce qui concerne la faille de Corconne, nous nous contentons d'un rappel. Son antériorité à l'orogénèse pyrénéo-provençale, la mobilité locale lors des deux crises caractérisant celle-ci, son rejeu stampo-aquitainien et post-oligocène ont déjà été établis à propos du Coutach. Rappelant les travaux de H. MATTAUER (1962), J.P. PUECH (1963, p.50) établit le même schéma évolutif à propos de la faille des Matelles.

(II)- L'accident de Fenouillet, branché sur la faille de Corconne, semble présenter à peu près les mêmes étapes d'activité, encore qu'elle soit un peu différemment orientée. Vers la partie terminale de son tracé, au Sud - Sud-Est, elle se glisse entre deux sommets du Bois de Paris, le Puech Carbonnier et la Suquanelle. Là, entre les aires de cultures quelque peu déprimées du Plan du Roi et du Plan de la Trompe (f. de Sommières, 1/20 000ème, n^{os} 5-6), elle se montre légèrement décalée par l'accident pyrénéo-provençal dit également "de la Suquanelle" qui se définit, ainsi, comme lui étant postérieur. Toutefois, cette faille de la Suquanelle s'avère, à son tour et plus nettement encore, décalée par la faille de Fenouillet, signe d'un rejeu de celle-ci, postérieur à l'orogénèse

pyrénéo-provençale (J.P.PUECH, 1963, p.52). Ce curieux carrefour tectonique est donc extrêmement démonstratif d'une activité ancienne et longuement récurrente. D'ailleurs, sur une grande partie de sa longueur, la ligne de faille est soulignée par de belles zones de broyage et parfois accompagnée de cassures annexes, éléments de diagnose de même signification (J.P.PUECH, 1963, p.55). De Fenouillet au Roc de la Pène, ce ne sont pas, cependant, les signes de compression qui sont les plus apparents, mais les miroirs "normaux" inclinés de 70 à 60°. Ce style, récemment acquis, doit être rapproché du Stampien du bassin de Liouc-Brouzet qui avoisine la ligne de faille, dans sa partie Nord et que, d'ailleurs, elle tranche: arguments de datation Stampien et post-stampien de l'activité en distension.

(III)- La faille de Sardan - St-Clément- Garrigues - Château de Montlaur effondre très clairement le compartiment situé à l'Est du Bois de Paris largement défini. Son rejet atteint 800 mètres à hauteur de la Pène où il est maximum, s'atténuant vers le Nord. Les miroirs observables sont de type "normal" inclinés à l'Est de 40 à 70°. Cependant, dans la mesure où le horst du Bois de Paris paraît répéter les dispositions qui sont celles du Coutach, il n'y aurait pas lieu de s'étonner que le plan de faille fût gauchi, en profondeur, prenant une allure inverse. Sans doute, nous ne saurions actuellement l'affirmer. Par contre, aux limites occidentales du bassin de Sommières, aire de synéclise attestée depuis le Lutétien, il s'agit, sans conteste, d'un accident important et, d'ailleurs, complexe. Si, en effet, dans sa partie septentrionale, il ne

se manifeste que par une ligne de broyage, on est frappé, entre St-Clément et Garrigues par le grand nombre de miroirs observables "En les "cartant" avec précision (note J.P. PUECH, 1963, pp.54-55), on se rend très vite compte qu'ils ne sont pas tous exactement alignés. Il doit, en fait, s'agir de miroirs appartenant à plusieurs cassures très rapprochées et constituant "la faille" Est du Bois de Paris" ... ainsi "s'expliquerait l'allure zigzagante du tracé de détail". J.P. PUECH (ibid) met en avant, sans doute avec raison, les aptitudes différentes des faciès exclusivement néocomiens au Nord, intéressant le Jurassique au Sud, là où l'épure cartographique est la plus complexe. Mais il nous semble qu'on peut aller plus loin dans l'interprétation des faits. Ce faisceau de craquelures nous paraît définir la réaction des couches superficielles aux jeux d'un accident profond. En d'autres termes, nous admettrions volontiers que la faille complexe de Sardan- St-Clément - Garrigues-

Château de Montlaur se situe à peu près à la verticale de la limite d'un des panneaux du socle sous-jacent --- panneaux dont la mobilité s'impose, à notre sens, comme nécessaire pour rendre compte complètement de l'architecture languedocienne. Par ailleurs, au Nord des Garrigues, le grand accident qui nous occupe, détache la faille de Lecques-Aspères, faille satellite qui ménage un "bloc intermédiaire" où affleure le Néocomien et à l'Est duquel se situent les marnes et cailloutis du Stampo-Aquitaniens. Le contact du Néocomien et du Stampo-Aquitaniens est "très irrégulier" (J.P. PUECH, ibid.). Tantôt ce contact est marqué par des broyages, tantôt la brèche tertiaire "bave" sur le Crétacé inférieur. On peut donc

penser que cette formation détritique est corrélative d'une érosion syntectonique et immédiatement post-tectonique quand aux reliefs créés par le système de failles, non sans possibilités locales de rejeux ultérieurs.

(IV)- Ce qu'on appelle la "faille -flexure" de Nîmes se présente comme un assez modeste talus, d'un commandement de 60 à 40 mètres, au tracé de détail très lobé, par suite d'un ravinement vigoureux mais inactuel. La référence à un accident tectonique ne peut s'appuyer que sur deux arguments superficiels: le rigoureux alignement des éperons en lesquels se résout la bordure des Garrigues, tout au long des soixante kilomètres qui séparent les environs de Sauveterre (près de Pujaut) de Grand-Gallargues (près de Lunel) et, localement, les venues bitumineuses encrassant les calcaires néocomiens au contact de la plaine du Vistre, bien connues à Milhaud, dans la tranchée du chemin de fer, depuis les anciennes observations de E.DUMAS (1875-1877, p.324). Comme on le verra, des formations quaternaires d'âge divers jalonnent ce contact dont la continuité n'est pas dérangée de la Garrigue à la plaine. L'expression même de "faille-flexure" traduit un certain embarras, relativement à un accident que l'on pressent mais dont les critères d'identification subaérienne sont si peu convaincants. Pourtant, il n'est pas douteux que la Vistrenque soit un fossé. Et les sondages exploités en particulier par A.BOURN (1961, pp.329-337), ne permettent pas de douter qu'il en soit ainsi. Le sondage d'Aubord N°1 (notice géologique de Lunel au 1/50 000ème) permet, en effet, de décompter: 415 mètres de Pliocène marin dont la quasi-totalité relève du

Plaisancien et qui reposent sur une douzaine de mètres de Pontien, 258 mètres de Miocène seulement (1/3 de Vindobonien, 2/3 de Burdigalien), 790 mètres de Stampo-Aquitainien, le forage ayant été arrêté dans le Stampien à une profondeur relative de 1490 mètres. L'activité des accidents masqués qui répondent à l'expression consacrée de "faille-flexure" de Nîmes est donc bien attestée par l'épaisseur des dépôts du compartiment abaissé, et cela à deux reprises: à l'Oligocène élevé et à la suite de l'épisode pontien. C'est bien ainsi que les faits sont interprétés par M. MATTEAUX (1973, croquis des pp.118,221,225). Nous ne disposons pas, ici, d'arguments en faveur d'une haute ancienneté de cette cicatrice majeure. Il convient encore d'ajouter qu'il est vain, étant données la position et la continuité des terrains pléistocènes, d'invoquer une mobilité décisive de cette ligne de contact, au cours des temps quaternaires (E. ROBERT-BAZILE, mém. maîtrise Géogr. 1974, p.40). Aucune raison ne nous permet de penser que la faille de Langlade, nivelée, mais décelable aux variations de pendages et aux effets de broyage visibles à ses lèvres, dans le pédoncule qui détache la carène de St-Dionisy et qui est responsable d'un "bloc intermédiaire" étendu au flanc oriental de la Vaunage, ait manifesté une activité plus récente ou plus tardive que celle de "la faille flexure" de Nîmes dont elle constitue une réplique.

Mais alors même que, parmi les grands accidents de direction Sud-Ouest, Nord-Est du secteur considéré, les plus orientaux ne semblent pas, dans l'état actuel de nos connaissances, pouvoir être crédités d'une très grande ancienneté, la notion d'un

découpage du terrain en larges panneaux demeure. Ceux du Nord et de l'Est sont affectés par le style ample des dômes et gouttières. Ceux du centre Ouest et du Sud-Ouest, d'architecture plus serrée, se recommandent par la fréquence des horsts jurassiques d'apparence "extrusive" qui en font l'originalité.

b)-A l'Ouest des failles d'Aspères et de Garrigues.

A l'Ouest des failles d'Aspères et de Garrigues, les structures plissées ou ondulées peuvent être commodément décrites en fonction du grand axe Vaunage-St-Loup, soit, au plan local, de part et d'autre du système pli de Fontanès -Bois de Paris; c'est par rapport au canevas des axes plissés qu'il convient de placer les structures d'apparence "extrusive" dont le Bois de Paris, la plus vaste et la plus complexe d'entre-elles, permet de comprendre la pleine signification.

(1)- Au Nord de l'ensemble pli de Fontanès-Bois de Paris, un chapelet de synclinaux tertiaires:

Dans ce secteur, au pied des failles de Durfort et de Corconne et serrés contre elles, se succèdent, en chapelet, trois synclinaux dissymétriques, dessinés dans le Néocomien et supportant des bassins tertiaires, tout comme la cuvette de Pompignan sert d'appui au berceau paléogène de St-Martin-de-Londres. Ce sont les aires synclinales du Mas Neuf (f. du Vigan, 1/25 000ème, n^{os} 5-6), de Liouc-Brouzet et de Souteyrargues -Valflaunès (f. de St-Martin-de-Londres, 1/20 000ème, n^{os} 3-4 et 7-8).

- Au niveau des formations néocomiennes:

Le synclinal du Mas Neuf, au niveau des couches du Crétacé inférieur, montre, dans son axe, un affleurement déprimé de marnes et de calcaires gréseux ou, surtout, argileux qui appartiennent au Barrémien basal et que ravine faiblement le ruisseau de Benassou, adapté à la structure. A l'Ouest, au Nord et à l'Est, cet affleurement est cerné par l'auréole d'un calcaire roux à débris (Entroques et Lamelles) évoquant le faciès cruasien, mais, ici, exceptionnellement développé au niveau de l'Hauterivien inférieur. Cette auréole forme un léger relief, avec un commandement maximal d'une soixantaine de mètres (le Grand Devois, 169 mètres; Champ Roux, 158 mètres; Sebens; Montplaisir, 276 mètres; les Bois, 176 mètres), moins par le fait du relèvement périphérique des bancs que par la résistance propre des calcaires roux. Ceux-ci sont, du reste, tranchés par des accidents subméridiens, plus ou moins satellites de la faille de Durfort et qui affaiblissent encore davantage le berceau synclinal.

La figure synclinale dessinée par les couches néocomiennes dans l'unité de Liouc-Brouzet est essentiellement marquée par la dissymétrie, selon une coupe Nord-Ouest, Sud-Est. Les couches hauteriviennes du volet occidental se relèvent très vigoureusement alors que leur inclinaison est beaucoup plus faible dans le flanc oriental: "500 mètres au Sud de Fonsange-les-Bains (note J.P. PUECH, 1963, p.48), on trouve déjà des bancs d'un Hauterivien assez inférieur, plaqués contre la faille de Corconne" ... avec un pendage de 50 à 70° ..." Il semble bien qu'on ne puisse les relier sans

cassure, à ceux qui, de beaucoup supérieurs (stratigraphiquement), amortissent la fermeture synclinale". En d'autres termes, le flanc Nord et oriental du synclinal, au niveau de ces couches, montrerait un pendage modéré et ne serait pas raccordable avec le volet occidental qui, très redressé, aurait été influencé par le jeu de la faille de Corconne, au miroir de laquelle il demeurerait "plaque". Il faudrait donc concevoir une figure synclinale dissymétrique et faillée, la cassure dont la nécessité semble s'imposer, demeurant cachée sous le voile des terrains tertiaires. Quelques ondulations transversales interviennent aussi.

Une figure de cette sorte revêt une certaine importance dans le flanc Sud-Oriental du synclinal de Sauteyrargues-Valflaurès séparée de la cuvette précédente par la faille de Fenouillet, à lèvre Est affaissée. Il s'agit d'un pli en \, "très redressé et cassant sur son flanc Ouest" (J.P. PUECH, 1963, p. 56), bien lisible dans les bancs de calcarénites tranchant sur les séries marneuses du Valanginien inférieur et moyen, mais qui, s'amortissant dans ces marnes, ne donne plus qu'une ondulation modérée au niveau de la dalle miroitante et dans les horizons de l'Hauterivien. Nous verrons qu'il s'agit d'un type de figure tardive, en liaison avec des failles subméridiennes ou Nord-Ouest, Sud-Est, le long desquelles se sont esquissés des jeux en coulisse de blocs de taille réduite. Une figure de même style a été signalée plus haut vers la Tour ruinée de Salles. Ces détails architecturaux ne sauraient faire perdre de vue la dissymétrie fondamentale de ce synclinal dont le flanc Nord-Ouest est à peu près totalement escamoté

par l'accident de Corconne.

Ainsi les motifs plissés qui bordent, à l'Est, les failles de Durfort et de Corconne se montrent-ils quelque peu irréguliers au niveau des couches néocomiennes. Leur couverture discordante paléogène nous réserve d'autres enseignements. Nous l'aborderons avec le bassin de Liouc-Brouzet, pour étendre ensuite notre examen à ceux de Valflaunès et du Mas Neuf.

-- Au niveau des couches tertiaires, le "bassin" de Liouc-Brouzet: J.P. PUNCH (1963, pp. 43-48) lui a consacré une étude stratigraphique détaillée. Nous nous bornerons, ici, à utiliser deux des grandes "coupes" qu'il y établit, les coupes C (par la limite Sud du village de Brouzet, Ouest 20° Nord) et D (par le Mas Figuier, Ouest 58° Nord) qui donnent, ensemble, une bonne idée de la succession des couches.

Sur l'Hautérivien, après une énorme lacune chronologique reposent (coupe D) de 0,5 à 1 mètre de grès à ciment calcaire et quartz laiteux et rosés; ils représentent probablement le Rognacien. On peut les rapprocher d'une roche de même type, observable à faible distance (embranchement du chemin du Mas du Patron). Des marnes rosées, blanches ou jaunâtres, de très faible puissance (20 à 25 centimètres, coupe D), suivies de 2 mètres de conglomérats à galets de silex et à quartz blancs et rosés (coupe C) doivent former le Vitrollien.

Ces couches se montrent subordonnées (coupe D) au Luté-
tien dont la transgressivité, par rapport à elles, est difficile

à démontrer dans le seul "bassin" de Liouc-Brouzet, mais aisée à mettre en évidence dans un cadre sous régional plus vaste où on peut les voir reposer sur divers termes du Crétacé inférieur, allant "du Berriasien à l'Urgonien" (M.GOTTIS, 1957-64, p.123). A cet étage sont attribuables: une barre de calcaires blancs à Planorbes, plus ou moins bréchiques, épaisse de 3 mètres et surmontée de 5 ou 6 mètres de marnes jaunes.

Il est possible que ces marnes, en réalité, appartiennent déjà au Bartonien. Celui-ci est plus sûrement représenté par des conglomérats très grossiers (médiane 25 centimètres) à débris de calcaires hauteriviens et lacustres, unis par un ciment marneux à passées gréseuses (coupe D). La valeur corrélative d'une crise que revêt ce dépôt est évidente. Il n'est pas davantage possible que pour le précédent d'en montrer, localement, la légère transgressivité par référence au Lutétien qui ressort d'un plus large examen sous-régional.

J.P.PUJCH ne mentionne pas explicitement le Ludien auquel la carte géologique du Vigan au 1/80 000ème (2ème édition) faisait une large place dans le bassin de Liouc, par confusion avec un calcaire marneux du Sannoisien inférieur. Mais là, encore, l'ensemble sous-régional permet de conclure à une large transgressivité de ce dépôt débordant nettement sur divers termes biseautés du Crétacé inférieur, comme l'Oligocène basal lui-même et définissant ainsi une topographie d'érosion étendue. (M.GOTTIS, 1957-64, p.123).

Au-delà de ces horizons calcaires, l'Oligocène inférieur inclut un ensemble de poudingues et de grés séparés par des couches d'argiles jaunes (coupes C et D). L'ensemble "conglomératique" rappelle donc, non pas tant les faciès du pays montpelliérain, que ceux du bassin de Vézénobres et de la gouttière de St-Mamert.

L'Oligocène élevé (Stampien-Aquitainien ?) est discordant sur la partie inférieure de l'étage. Le fait n'est pas toujours commode à observer lorsque le passage se fait dans des marnes plus ou moins coupées de bancs plus calcaires ou grés⁰... conglomératiques. Mais nous avons déjà noté, à propos du piedmont du Coutach, comment le dépôt se termine sur une brèche, de plus en plus grossière, par passage latéral vers l'Ouest, dont la valeur synorogénique est sans ambiguïté et qui transgresse sur l'Hauterivien aux environs de Fonsange-les-Bains.

-Au niveau des couches tertiaires: coup d'oeil d'ensemble sur les trois "bassins" du Mas Neuf, de Liouc-Brouzet et de Valflaunès :

Il est inutile de revenir longuement sur le caractère extrêmement significatif et déjà exploité de la série rognacopaléogène du "bassin" de Liouc-Brouzet qui met en évidence:

- la figure d'érosion antérieure au Rognacien;
- la crise pyrénéo-provençale du Tertiaire inférieur et l'effacement des structures créées, marqué par l'extension du lac lutétien.
- la crise paroxysmale du Bartonien, suivie d'un épisode

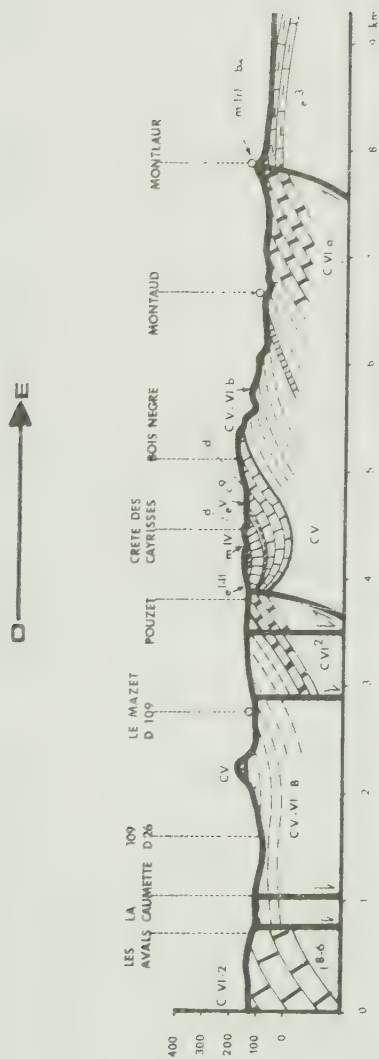
de glyptogénèse qui justifie la transgressivité du Ludien et de l'Oligocène conglomératique;

- la crise stampienne marquée par les brèches d'origine locale;
- à quoi il convient d'ajouter l'existence de mouvements post-stampiens, attestés par la tectonisation de l'Oligocène élevé sur le parcours de la faille de Penouillet.

Par contre, l'on devra relever le fait que les "bassins" de Valflaunès et du Mas-Neuf s'inscrivent aisément dans ce schéma. Près de Valflaunès (cartographie de M. MATTAUER et J. MATTEI, 1967) le Regnac-Vitrollien repose indifféremment sur le Valanginien "mircitant", l'Hauterivien inférieur marno-calcaire et le faciès "à débris" de l'Hauterivien élevé. Plus près du village, le Lutétien transgresse l'Eocène inférieur pour recouvrir l'Hauterivien. Si la transgressivité du Bartonien réduit par l'érosion n'est pas démontrable dans le cadre étroit de ce petit bassin, celle du Ludien-Oligocène inférieur s'impose sur le même Bartonien, le Lutétien, l'Hauterivien inférieur et le Valanginien Supérieur, tout comme la "brèche des Matelles" s'avère discordante aux environs de St-Mathieu-de-Trévières. C'est seulement ce niveau d'Oligocène Supérieur qui est conservé, après une énorme lacune, dans le "bassin" du Mas Neuf.

La similitude des faciès lutétiens suggère à M. GOTTIS (1957-64, p.123) l'idée d'une nappe lacustre continue de grande extension. Le repos sans intermédiaire, ici du Ludien, là de l'Oligocène inférieur, sur les termes du Néocomien recoupés en biseau, obligerait alors à admettre que les divers dépôts d'âge lutétien ont été séparés par l'effet de l'érosion, lors de la crise bartonienne

Fig. 159 .



SYNCLINAL DE GUZARGUES ET MONOCLINAL DE MONTAUD
feuilles de St Martin de Londres et de Sommières au 1/50.000

--- point de vue que nous admettrions volontiers. L'extension assez différente des formations lacustres oligocènes traduit l'influence de la tectonique cévenole, soit indirectement, par érosion de l'Oligocène inférieur déposé avant la crise, soit directement, du fait du caractère synorogénique des sédiments de l'Oligocène élevé.

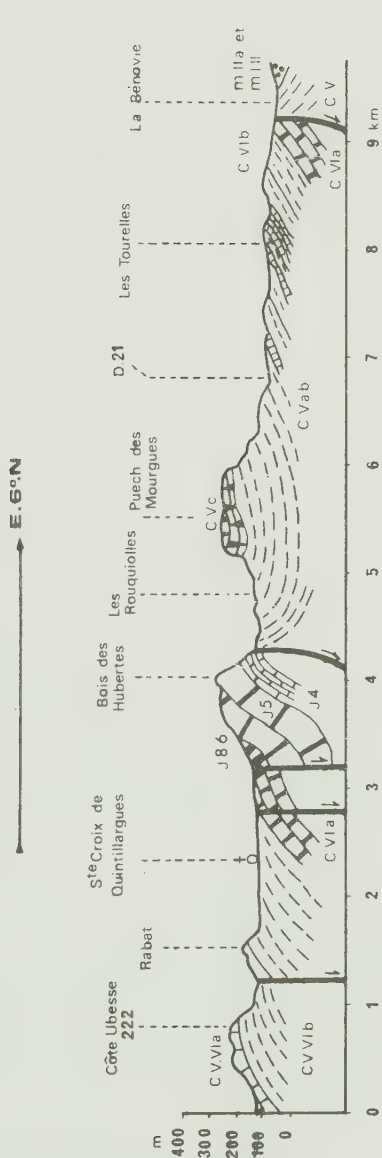
Le guide fourni par la sédimentation fait davantage défaut au Sud de l'axe du pli de Fontanès-massif du Bois de Paris. Mais l'étude des dispositions structurales n'y est pas moins intéressante.

(II)-Au Sud de l'ensemble pli de Fontanès-Bois de Paris: l'aire synclinale de St-Bauzille-de-Montmel:

Les motifs structuraux les plus notables sont constitués, en ce secteur, par deux aires synclinales affectées par l'inversion du relief.

Le synclinal de Cécelès, situé au flanc Sud du pli de Fontanès, est signalé par l'affleurement du calcaire "miroitant" et affecté, en son centre, par un accident cassant d'orientation Sud - Sud-Ouest, Nord - Nord-Est.

C'est encore le Valanginien supérieur "miroitant" qui bénéficie de l'inversion du relief, au niveau de l'axe synclinal, représenté par le Puech des Mourgues (273 mètres), d'ailleurs nivelé, à peu de distance au Nord du Village de St-Bauzille-de-Montmel. Les pentes plus ou moins bien réglées du Puech sont taillées dans les calcaires marneux du Valanginien moyen, faiblement résistants. Ils reposent, à leur tour, complétant l'architecture de ce second



COUPE DU MASSIF DE STE CROIX DE QUINTILLARGUES A LA PLAINE DE CAMPAGNE
PAR LE PUECH DES MOURGUES. Feuilles de S^t MARTIN DE LONDRES et de SOMMITRES au 1/50 000^{ème}

synclinal, sur les marnes du Valanginien inférieur, coupées de bancs de calcarénites. Ces derniers donnent, à l'Est, 5 auréoles successives, correspondant à autant de micro-crêtes. Elles soulignent ainsi la dissymétrie du synclinal de St-Bauzille.

Les calcarénites manquent, en effet, au Sud-Ouest, là où affleure le Valanginien inférieur, au long de la courbe très ouverte que décrit la D.1, entre le quartier des Rouquiolles et le Truc de Salles, dans l'aire de contact entre le synclinal de St-Bauzille et le monoclinale de Montaud. Ces roches ne réapparaissent qu'un peu au Sud-Est, dans l'architecture même du monoclinale et près du village de Montaud lui-même, soulignant, par leur tracé légèrement arqué, la tendance, en réalité, vaguement anticlinale de cette entité. Il reste que, dans le secteur Sud-Ouest, l'absence de calcarénites et, par conséquent, la dissymétrie du synclinal de St-Bauzille paraissent d'origine purement sédimentaire.

Vers le Nord, les bancs du calcaire graveleux du Valanginien inférieur viennent buter contre le tranchant de la faille méridionale du massif de la Pène - Plan de Trépaloup, faille inverse, limitant, à cet endroit, le Bois de Paris. A partir du Puech du Camp (f.de Sommières, 1/20 000ème, n^{os} 5-6), les micro-crêtes s'orientent à l'Ouest par un crû brusque et se redressent. Ils ont acquis des pendages proches de la verticale là où les franchit la D.21. Non loin vers l'Occident, une fracture est décelable, parallèle au cours de la Bénovie. Du reste, l'ensemble des dépressions, formant des flots de cultures, qui s'étend du Mas de Martin (f.de Sommières, 1/20 000ème, n^{os} 5-6) à ceux de St-Germain et Trouseiller

(f. de St-Martin-de-Londres, 1/20 000ème, n^{os} 7-8) sont extrêmement tectonisées. On y distingue un anticlinal étroit, Ouest - Sud-Ouest, Est - Nord-Est, à coeur de Berriasien, passant par la cote III entre le Devois des Agneaux et la Bénovie (f. St-Martin-de-Londres, 1/20 000ème, n^{os} 7-8) qui se prolonge dans le Bois de Paris, à l'Est, et continue, à l'Ouest mais légèrement décroché vers le Sud, l'axe du pli de Fontanès. Son flanc Sud est faillé, laissant apparaître des éléments de miroirs normaux inclinés à 70° au Sud; son flanc Nord, vigoureusement flexuré, s'ennoie sous le Valanginien de la plaine de Lacan. Plus au Sud, vers Trousseiller, les bancs de calcarénites qui bordent l'aire synclinale de St-Bauzille-de-Montmel, dessinent un brusque crochet sur le passage d'un pli Ouest-Est, interrompu à l'Occident par la faille bordière du massif de Ste-Croix-de-Quintillargues et dont la fermeture péri-anticlinale est bien visible au lieu-dit Serre longue (f. St-Martin-de-Londres, 1/20 000ème, n^{os} 7-8). Dans cet étroit domaine, au Nord-Ouest du synclinal de St-Bauzille, il apparaît donc que c'est avec raison que J.P. PUECH (1963, pp. 53-54) explique l'étroitesse des affleurements de calcarénites et la diminution de leur nombre, non seulement par un changement dans le régime sédimentaire, mais encore par le jeu d'une tectonique serrée, plissante et, plus encore, cassante.

(III)- Le problème des horsts jurassiques d'allure "extrusive": massif de Ste-Croix de Quintillargues et horst de Logrian:

- On en a déjà établi la liste (petit affleurement de Prades-le-Lez, Bois de Périé, massifs des Avants de Cécelès, massif de Ste-Croix-de-Quintillargues, Massif de Logrian, Bois de Paris). Ils ont des caractères communs: affleurement de Jurassique élevé, en liaison, le plus souvent, avec des accidents cassants qui les limitent, plus ou moins directement à l'Est, et dont la composante subméridienne introduit une perturbation dans le schéma tectonique d'orientation pyrénéo-provençale. De la sorte, le problème de leur intégration à l'architecture régionale se trouve posé, en liaison évidente avec l'époque de leur apparition. Les plus vastes étant aussi les plus complexes, c'est leur étendue qui peut fournir les meilleurs matériaux pour élaborer une réponse à la question soulevée ci-dessus.

-- Le massif de Ste-Croix-de-Quintillargues:

Ce horst jurassique où le Portlandien tithonique à faciès dit "à Céphalopodes" et le Kimméridgien viennent au jour, est bordé, à l'Est, par une faille courbe subméridienne dont le rejet apparent peut être estimé à 600 mètres et qui s'accompagne d'une zone de broyage. Il s'agit donc d'un accident important. Son prolongement se retrouve, au Nord, à la limite orientale de la Colline de Lapelle, élément du noyau de l'anticlinal de Fontanès où le Jurassique terminal pointe sous le Berriasien, et cela au prix d'un décalage à l'Ouest d'une valeur de 150 mètres. Ce décrochement résulte du passage de la faille Sud du petit anticlinal précité de la cote III, elle-même alignée sur l'une des principales dislocations du Bois

de Paris de direction Ouest - Sud-Ouest, Est - Nord-Est, l'intersection se situant à un peu plus de 400 mètres à l'Orient de la cote 161. Soigneusement cartographié par J.P. PUECH (1963), ce carrefour tectonique présente les mêmes caractères que celui qui a été décrit, intéressant l'accident de Fenouillet entre Puech Carbonnier et Suquanelle; c'est à savoir que la faille Ouest-Est y décale la faille méridienne mais se trouve, à son tour, décalée par celle-là, Signe évident d'ancienneté pour l'accident de dessin arqué qui nous préoccupe. En conséquence, les résultats du sondage pétrolier de St-Bauzille-de-Montmel n°1, implanté à 200 mètres à l'Ouest de la ligne de faille, près des ruines de la bergerie Reboul (f. St-Martin-de-Londres, 1/20 000ème, n^{OS} 7-8) peuvent paraître moins surprenants. Vers 680 mètres, la sonde a retrouvé anormalement le Callovien, après avoir traversé le Dogger. La faille bordière orientale se définit donc comme inverse en profondeur et le massif de Ste Croix-de-Quintillargues fait figure de petit Coutach.

- Le horst de Logrian

Le tracé contourné des failles qui limitent le Jurassique du horst de Logrian (encadré de termes relativement élevés du Néocomien, en position déprimée) plaide également en faveur d'une évolution complexe. Le massif est dissymétrique, plus fortement relevé au Sud-Est où, sous la dalle portlandienne, affleurent les calcaires massifs du Kimméridgien, puis les petits bancs du Séquanien. Enfin, il est littéralement lacéré par des failles méridiennes, vigoureuses dans le Jurassique et traversant le Berriasien du versant Nord pour

s'amortir dans le Valanginien, qui le découpent en petits panneaux. Ces deux derniers traits se retrouvent dans le Bois de Paris.

(IV)- Le Bois de Paris

A désigner ce relief au sens large, débordant l'étroite localisation toponymique de la feuille de Sommières (1/20 000ème, n^{os} 5-6) et la définition géologique restreinte aux affleurements jurassiques (des aires relativement réduites qui, d'ailleurs ne coïncident que partiellement), il s'agit d'un massif atteignant 263 mètres d'altitude, long d'environ 10 kilomètres de la Pène aux abords de Sardan, large de 5,5, des environs de Carnas à Aspères, incluant une part des couches crétacées qui s'inclinent vers le synclinal de Liouc-Brouzet, aux formes lourdes, surtout au Sud, et cependant nullement dépourvu d'articulations. Celles-ci s'ordonnent autour des deux directions: Ouest-Est et Nord- Nord-Ouest, Sud - Sud-Est à méridienne, tandis que la bordure orientale est effondrée au long des failles Sud - Sud-Ouest, Nord - Nord-Est et Sud -Ouest, Nord-Est, grâce aux cassures de Sardan- St-Clément- Garrigues- Château de Montlaur et d'Aspères. Enfin, la dissymétrie du massif justifie, sur la lisière du "bassin" de Liouc-Brouzet la dépression orthoclinale de Carnas et la cuesta des "montagnes" de Carnas, des Issarts et de la Lauze.

-Les structures d'orientation d'ensemble grossièrement

Ouest-Est :

Elles consistent en structures plissées et en accidents cassants.

Les affleurements et les pendages mettent en évidence trois structures anticlinales.

Nous laisserons provisoirement de côté la plus septentrionale, signalée par le noyau jurassique du Bois de la Feuillade, dont la direction est subméridienne.

Retiendront notre attention le mouvement anticlinal du Bois des Euzières-Puech Carbonnier-Suquanelle et celui de la Pène Plan du Trépaloup. Leur orientation est légèrement infléchie au Sud-Ouest. Ils sont, l'un et l'autre, recoupés par la faille de Fenouillet et ses satellites et déjetés vers le Sud. En outre, l'anticlinal de la Pène-Plan du Trépaloup "a subi plusieurs replissotements" (J.P.PUECH, 1963, p.52), tandis que l'autre culmination tectonique qui se prolonge dans l'étroite route berriasienne de la cote III, est dédoublée par un accident cassant entre l'Euzière et le Puech Carbonnier.

La faille dont il vient d'être question pourrait être inverse, encore que l'on n'ait aucune certitude à ce sujet. Mais c'est incontestablement le cas de la faille du Sud du Puech Carbonnier qui se prolonge au Sud de la Suquanelle, jalonnée par un banc de calcite rose et décalé par l'accident de Fenouillet (qu'elle décale à son tour, comme l'on sait). Sous le Puech Carbonnier, le Jurassique (Portlandien et Kimméridgien) chevauche clairement les bancs du Berriasien d'un petit synclinal étroit, "redressés et broyés" ... épousant "exactement les moindres sinuosités de la faille, comme s'ils avaient reçu une poussée venant du Nord-Ouest"

appelant que la faille de Fenouillet affaiblit le flanc oriental.

Dans le même sens, une série de petits accidents normaux, parfois inclinés de 30° à 70° (L.H.P. 1962, p. 52), créent un ensemble de "blocs intermédiaires" en bordure Est des anticlinaux de la Pène-Plan du Trépaloup et Suquanelle. Le Bois des Fariges, formé de calcaire portlandien, à pendage Nord-Ouest et qui, pour cette raison, ne saurait être considéré comme le flanc oriental de l'anticlinal de la Suquanelle, séparé de surcroît de l'affleurement de Kimméridgien "axial" par une zone de broyage, est probablement, lui-même, un "bloc intermédiaire" important (L.H.P. 1962, p. 52), moins vaste cependant que celui qui s'inscrit entre les failles de Garrigues-St-Clément et d'Aspères.

Au total, ces structures permettent d'attribuer à l'ensemble architectural du Bois de Paris, une assez haute ancienneté et de reconnaître leur complexité morpho-tectonique, acquises, conformément au schéma languedocien, au cours d'une série de crises:

- anté-pyrénéenne, avec la faille de Fenouillet.
- pyrénéennes, avec l'élaboration de structures plissées, puis chevauchantes, l'originalité du secteur résidant dans un déversement au Sud-Est. Les structures subméridiennes ont dû se mettre en place alors, tandis que jouait en décrochement la faille de Fenouillet.
- crise de l'Oligocène élevé, enfin, attestée par les acci-

dents orientaux dont le jeu a créé des reliefs qui possèdent leurs sédiments corrélatifs dans le bassin de Sommières. Mais la complexité du tracé de la faille de Sardan-St-Clément -Garrigues-Château de Montlaur, suppose, au moins en profondeur, comme on l'a vu, une cicatrice majeure et antérieure. En outre, le "carrefour tectonique" d'entre Puech Carbonnier et Suquanelle implique un rejeu oligocène de la faille de Fenouillet. Il nous paraît, de ce fait, impossible que la tectonique stampienne n'ait pas intéressé d'anciennes cicatrices, sans préjudice de réajustements plus tardifs qui nous échappent ici.

En somme, le Bois de Paris, comme le horst de Logrian et le massif de Ste-Croix-de-Quintillargues, répètent, en pays du Vidourle, mais avec des reliefs de moindre attitude, un style structural décrit dans les hautes Garrigues. Il en va tout à fait autrement dans les parties Nord et orientale du domaine considéré.

c)-Le domaine Nord et oriental des dômes et des gouttières:

Nous distinguerons le "bassin" paléogène de Vézénobres, les aires anticlinales de Lédignan et de la Vaunage et la gouttière de St-Chartes-St-Mamert-Sommières. Cette dernière, en particulier, nous fournira les éléments nécessaires à la reconstitution de l'évolution morphotectonique.

(I)-Le "bassin" de Vézénobres et ses zones de culminations encadrantes: anticlinal de Ribaute-les-Tavernes et horst du Bois d'Argues:

Le village de Vézénobres se situe à l'Ouest d'une aire synclinale, de simplicité plus apparente que réelle, qui s'étend sur 12,5 kilomètres de long, du Nord-Ouest au Sud-Est, et sur 8,5 kilomètres de large, dans un axe orthogonal. Cet ensemble déprimé est encadré par d'importantes cumulations tectoniques, savoir l'anticlinal de Bourdiguët -Vacquières, au Nord - Nord-Est, dont l'étude a été faite dans un développement antérieur, le dôme de Lédignan, au Sud-Ouest, auquel nous réserverons un paragraphe ci-dessous, l'anticlinal de Ribaute-les-Tavernes, à l'Ouest, et le horst du Bois d'Arques, à l'Est.

---- L'anticlinal de Ribaute-les-Tavernes:

Il s'agit d'une figure plissée qui prolonge, au Nord du Gardon d'Anduze, à l'approche de sa confluence avec le Gardon d'Alès, l'ondulation des couches du dôme de Lédignan, non sans manifester une certaine individualité. Elle fait affleurer un coeur de marnes valanginiennes évidé qu'encadrent, assez symétriquement au Sud, et reposant sur des marnes feuilletées devenant progressivement plus calcaires vers le haut, les crêts du calcaire boudiné de l'Hauterivien inférieur: cote 197, à l'Ouest, près du Mas de Borne et cote 168, à l'Est, près des Tavernes. Seul ce dernier se prolonge au Nord du Gardon d'Alès: cotes 177 et 185, proches du Mas des Gardies et cote 171 non loin du Mas Brunel (f.d'Anduze, 1/25 000ème, n^{os} 1-2). L'ensemble définit un axe apparent d'orientation Sud-Ouest, Nord-Est qui laisse deviner une terminaison périanclinale un peu au Sud-Est des Costes- le Pont, sous un voile

bartonien, assez épais, de marnes jaunes et rouges à conglomérats cimentant de volumineux blocs empruntés tant au Crétacé qu'au Jurassique plus lointain (f.d'Anduze, 1/25 000ème, n^{os} 3-4).

Cette couverture discordante est tranchée, à l'Ouest, par l'accident bordier du fossé d'Alès, de tracé complexe dans le détail, et qui met le Bartonien localement en contact, soit avec les calcaires du Ludien inférieur, soit avec les couches du faciès de Cèlas de l'Oligocène inférieur. Le relief est donc conforme aux indications de la tectonique et le fossé alésien effondré par rapport au "bassin" de Vézénobres.

---- L'aire de culmination du Bois d'Arques.

Le Bois d'Arques n'est qu'une partie d'un ensemble plus vaste et très disloqué et cette dénomination n'a d'autre avantage que sa commodité. En réalité, la bordure orientale du synclinal de Vézénobres comprend une assez grande étendue triangulaire dont la base, en bordure du pli de Bourdiguet-Vacquières, se développe des abords d'Euzet (feuille d'Anduze) jusqu'au-delà d'Aigaliers (feuille d'Uzès) et dont le sommet avoisine Castelnau-Valence (feuille d'Anduze). Dans cet espace, deux directions tectoniques se croisent.

La direction Ouest-Est à Ouest-Nord-Ouest, Est - Sud-Est s'inscrit dans une série de motifs plissés, s'étendant au Sud du flanc méridional de l'anticlinal de Bourdiguet-Vacquières et parallèlement à lui. Il s'agit d'abord du synclinal de Bézut, le Grand Chemin (f.d'Anduze, 1/25 000ème, n^{os} 3-4), très disloqué, se prolongeant sur la feuille d'Uzès jusqu'à Gattigues et au-delà. De part et d'autre

de Gattigues, les crêts du Crétacé moyen, vers Labaume et vers Serviers (grès calcareux de l'Aptien, quartzites rutilants cénomaniens du faciès tavien, grès jaunâtres du Coniacien) marquent la dissymétrie de cette ondulation négative. Après de Bézut-Fontcouverte, les micro-reliefs mis en évidence par l'érosion différentielle ne sont pas moins significatifs de la structure. Le mouvement anticlinal qui suit, au Midi, n'est pas moins fragmenté par les accidents transversaux. Il ramène le Barrémien supérieur à faciès urgonien au jour dans les flots du Mont Redon, du Bois de l'Arque, des Perrières (f.d'Anduze, 1/25 000ème, n^{os} 3-4) et dans le petit affleurement de Garrigues qui borde les moulins ruinés du quartier de Caillan (f.d'Uzès). Cette dernière figure forme le mont dérivé de la combe de Caillan. A l'autre extrémité, les pendages et le dessin cartographique du Mont Redon désignent une retombée périanticlinale. La tectonique cassante rend plus difficile la lecture de la disposition anticlinale dans le Bois de l'Arque qui compte surtout comme horst, limité par des failles subméridiennes. En pays d'Uzès, un nouveau synclinal prononce, par inversion du relief, une belle proue dans laquelle se loge le bourg principal de la Commune d'Arpaillargues et d'Aureillac.

Le compartimentage structural est complété par un véritable champ de failles d'orientation subméridienne, à faible inflexion Sud - Sud-Ouest, Nord - Nord-Est. Le nombre de ces accidents est considérable pour une distance d'une douzaine de kilomètres. Citons, de l'Ouest à l'Est, les failles : d'Euzet, du Mas de Gajan-Serre de Cabanis, du Col du Coutel- Mas Bonnafous - cote 211

du Clau de la Galine avec un diverticule vers le Mas de Clary, du lieu-dit les Plans, de Monteyas- ruines de Bagard avec une série de relais au Sud jusqu'au Midi de Castelnau-Valence, du château d'eau de Baron, de Marignac-Mas Cornet se prolongeant vers un point situé entre St-Dézéry et Collorgues, de la Cigalière- Mas de Charlot (f.d'Anduze, 1/25 000ème, n^{OS} 3-4), d'Aigaliers-les-Claus, du Castellas-Gattigues (f.d'Uzès). Ces accidents sont de longueurs variables; mais certains, au prix de quelques relais, se développent sur 12 et 15 kilomètres. Ils prennent naissance dans le Crétacé inférieur de l'aire de St-Just et Vacquières-Bourdiguët, traversent les assises du Crétacé moyen de sa bordure, affectant les terrains du Crétacé terminal et du Paléogène qui sont conservés en situation synclinale protégée et se terminent en lisière du bassin effondré de St-Chaptes. Sur la photographie aérienne, ils sont parfaitement visibles, au passage des roches cohérentes. Mais dans les marnes tertiaires, il est possible de les repérer, sous la forme de trainées sombres, dans les labours et les vignes, qui correspondent à des circulations d'eaux sous-cutanées, plus denses pour les zones de broyage. Fragmentant les figures plissées et y déterminant des sections qui ont évolué indépendamment, ils sont évidemment, pour la plupart, antérieurs à l'orogénie pyrénéo-provençale. Mais accompagnés de répliques qui détachent des esquilles d'Urgonien (cf. près du Mas de Clary, près de Baron), montrant des miroirs de dessin compliqué et souvent onduleux, ayant joué en décrochement, tous signes de compression, il est **certain** qu'ils ont été ensuite impliqués dans cette orogénie. Enfin, dans la partie méridionale de leur

tracé, ils intéressent l'Oligocène inférieur. Le synclinal de Meyrargues (feuille d'Anduze, 1/25 000ème, n^{OS} 3-4), affecté par l'érosion différentielle, au niveau des couches de la couverture ludienne (calcaire de Monteils) et du voile sannoisien discordant, évoque, contre la faille de Mérignac-Mas Cornet, un phénomène morphotectonique de type jurassien.

---- Le "bassin" synclinal de Vézénobres:

L'on doit mettre à part les couches du Crétacé élevé qui sont pratiquement extérieures à cette cuvette, limitées à la zone plissée de Poissac et de Gattignies. Aussi ne les rappelons-nous ici que pour mémoire: bancs gréso-calcaires du Cénomanién inférieur, quartzites du Cénomanién moyen (faciès tavién), grès jaunes du Cénomanién supérieur (faciès paulétien), sables fréquemment glauconieux du Turonien (faciès ucétien), calcaires gréseux blanc-jaunâtre du Sénonien inférieur (Ceniácien), ensemble marno-sableux "à éléments de calcaires pisolithiques" du Sénonien supérieur (Santonien), le tout surmonté des calcaires lacustres rosés ou "gris de fumée" du Campanien (Valdo-Fuvélién).

En fait, les couches qui supportent les formations paléogènes du "bassin" synclinal de Vézénobres constituent un biseau, tectoniquement ployé, et exclusivement formé d'éléments du Crétacé inférieur. Le plus ancien de ces termes qu'on suit, sur une courte distance au Nord, près des Coupades (f.d'Anduze, 1/25 000ème, n^{OS} 3-4), est le Valanginién marneux. Il disparaît bientôt sous l'Hauterivién inférieur de la Galoussière, puis sous l'Hauterivién

supérieur, au long des rives du ruisseau des Troubadours. Ces niveaux stratigraphiques sont également présents et biseautés à l'Ouest. Près de Vézénobres, l'on rencontre, passant sous les terrains tertiaires, l'Hauterivien inférieur marneux, puis calcaire. Les calcaires marneux en cause sont encore à signaler vers Cassagnoles où ils se montrent recouverts par les calcaires "à miches" de l'Hauterivien moyen, porteurs d'une "surface d'émersion" que soulignent la glauconie et du matériel détritique (Notice de la feuille géologique d'Anduze au 1/50 000ème). Dans le Serre des Agarus, pédoncule de méandre tout proche du point d'observation précédent, mais sur la rive Nord du Gardon, le niveau glauconieux s'enfouit sous les calcaires argilo-gréseux puis les marnes de l'Hauterivien supérieur. A hauteur de Boucoiran, au Sud-Ouest, la bordure du synclinal est constituée par le Barrémien supérieur à faciès urgonien. Mais, en raison de la largeur de la vallée du Gardon et du déblaiement qu'a causé cet organisme fluvial, l'on n'a jamais l'occasion de voir l'Urgonien fossilisé par les terrains tertiaires - sauf au Sud de la gare de Nozières-Brignon, mais sur une bordure qui appartient désormais à la cuvette de St-Chaptes. Au contraire, on peut constater la plongée de l'Urgonien sous le Tertiaire, au Nord-Est, des environs du Mas Champion et d'Euzet jusqu'au Bois de l'Arque. Au-delà, vers le Sud-Est, dans la région de Foissac, les marnes gréseuses de l'Aptien, d'ailleurs discordantes, s'interposent localement entre Urgonien et Cénozoïque.

Sur cette bordure septentrionale de "l'isthme durancien", le biseau ainsi décrit est sans doute en grande partie d'ordre sédi-

mentaire, lié à une situation d'ensemble régressive, non sans variations récurrentes de la ligne de rivage ni passages latéraux à des faciès continentaux, comme l'a montré J. SORNAY (1950, 254p.) Néanmoins, une certaine usure ultérieure peut être mise en relation avec les éléments discordants des couvertures lacustres paléogènes et placée par référence aux crises diastrophiques.

Les couches les plus anciennes du Tertiaire (poudingues, marnes roses, calcaires gréseux, marnes sableuses rougeâtres) dont la base ressortit peut être au Rognacien (notice de la feuille géologique d'Anduze au 1/50 000ème) demeurent confinées au berceau des synclinaux de l'aire du Bois d'Arques (Bézut-Pontcouverte, Grand Chemin, Gattigues). Au contraire, le Lutétien (plus marneux ici que calcaire) peut être considéré comme une auréole du "bassin" de Vézénobres, affleurant d'Euzet au Mas Cornet tantôt en repos sur l'Eocène inférieur, tantôt sur l'Urgonien ou l'Aptien, donc légèrement transgressif. Mais il n'apparaît pas sur les bordures occidentale et méridionale. Par comparaison, le Bartonien inférieur et moyen, très détritique (sables et marnes rouges, calcaires gréseux et grès saumon, poudingues), entièrement discordant, se montre largement étendu à l'Ouest et au Nord où il déborde les limites des termes antérieurs du Tertiaire, recouvrant directement le Néocomien et témoignant d'une déformation de la cuvette. Les conglomérats de Vézénobres à éléments jurassiques et crétacés très volumineux ont évidemment une signification syntectonique. C'est sur le flanc Est de l'aire synclinale que le Ludien est le plus complet. (Ludien inférieur: marnes gris-bleu à bancs gréseux et passées calcaires

fossilifères, calcaires lacustres argileux blancs, récurrence marneuse grise chargée de sables, calcaires à Potamides aporoschema; Ludien élevé: calcaires en plaquettes dit "de Monteils", coupés de marnes feuilletées). A Vézénobres, on n'a relevé que les bancs à Potamides aporoschema et le niveau de Monteils. A l'exception de ce dernier qui transgresse quelque peu sur le Crétacé inférieur au Nord du village éponyme, les couches ludiennes paraissent régulièrement circonscrites dans l'auréole bartonienne de la cuvette. Pourtant, elles la débordent, présentes en bordure de l'aire de culmination du Bois d'Arque et avoisinant la retombée de l'anticlinal évidé de Caillan, depuis les abords du Mas de l'Aveugle (f. d'Anduze, 1/25 000ème, n^{OS}3-4) jusqu'à Bel Air, dans la cluse du Bourdic (f. d'Uzès) et, de même, à l'Ouest dans la dépression de Mons et le synclinal des Plans, en lisière du fossé d'Alès (f. d'Alès, 1/25 000ème, n^{OS}7-8). A Mons, comme c'est le cas dans la gouttière de Sommières, ainsi qu'on le verra, le Ludien s'avère transgressif. Sa position, au sein de la cuvette de Vézénobres, relève donc de la pseudo-concordance ordinaire aux berceaux synclinaux et fréquemment démontré par l'examen de leur environnement.

Ainsi, la valeur corrélatrice des faciès de l'Eocène inférieur et du Bartonien, d'une part, les dispositions, en réalité discordantes, du Lutétien et du Ludien, d'autre part, permettent d'assurer, là encore, la réalité des deux crises pyrénéo-provençales, sans doute précédées de l'activité d'un champ de failles Sud-Sud-Ouest, Nord - Nord-Est et de leur attribuer une partie de l'évolution de la cuvette de Vézénobres.

Nous n'aborderons pas ici le difficile problème, d'ailleurs loin d'être résolu, des limites Eocène/Oligocène. On sait qu'il n'a reçu, en Bas-Languedoc, qu'une solution provisoire: l'on fait débiter actuellement, le deuxième système du Tertiaire aux marnes et grès verdâtres et micacés de Cèlas que suivent, apparemment sans incident, les calcaires argileux et marnes lacustres de Martignargues. En règle générale, ces termes de l'Oligocène inférieur demeurent contenus dans le centre de la cuvette de Vézénobres, en retrait de la modeste cuesta ludienne (colline de Vézénobres-Deaux, à l'Ouest, talus de St-Jean-de-Ceyrargues, Mas Taverna, Font Bouillant, à l'Est). Ils y déterminent un relief différentiel sans vigueur: ressaut de St-Hippolyte-de-Caton - St-Maurice-de-Cazevieille, décalé par faille Sud-Ouest, Nord-Est (faille de la cote 211, devant le Clau de la Galine) et agrémenté de l'entonnoir de percée conséquente du ruisseau de Candouillère, affluent de la Droude (f.d'Anduze, 1/25 000ème, n^{os} 3-4). Sur l'autre flanc de la cuvette, c'est surtout à l'érosion du Gardon que les plateaux et buttes, alignés de Martignargues à Brignon et Moussac, doivent leur commandement. Mais la cartographie, dans l'espace qui sépare St-Hilaire-de-Brethmas de Monteils, ne peut laisser aucun doute sur la transgressivité de l'Oligocène inférieur, déposé dans une nappe d'eau beaucoup plus étendue que la cuvette qui nous occupe. Si bien que le dessin presque schématique des auréoles du synclinal de Vézénobres paraît être le fait d'un rejeu ultérieur de cette entité structurale. Témoignent, du reste, de cette mobilité postérieure au dépôt de l'Oligocène inférieur: le rejeu des failles

Sud-Ouest, Nord-Est (La Grange de Richard, Mas Tufany) qui affectent ce terrain et l'absence des dépôts détritiques de l'Oligocène supérieur qui, au contraire, s'entassaient dans le fossé d'Alès, effondré au Nord-Ouest, et dans le bassin de St-Chartes, affaissé au Sud-Est. bref, tout se passe comme si, au moment de la crise stampo-aquitaniennne, le synclinal de Vézénobres, jouait légèrement en tant que structure plissée, mais définisse désormais une airc résistant à la subsidence qui s'impose au fossé d'Alès comme au bassin de St-Chartes. Selon les conceptions que nous défendons dans ce travail, il y aurait là matière à la définition d'un "panneau" . En soulignant son caractère peu subsident lors de la crise de l'Oligocène élevé, nous n'entendons nullement affirmer qu'il soit demeuré immobile depuis. Les enseignements que l'on peut tirer de l'évolution des dômes et cuvettes plus méridionaux rendraient d'ailleurs pareille interprétation invraisemblable.

(II)-Le dôme de Lédignan:

Cette vaste figure structurale, en partie démantelée par l'érosion, laisse apparaître une structure relativement simple, ce qui ne signifie nullement que son évolution n'ait été longue.

Le noyau anticlinal qui fait affleurer les calcaires marneux du Berriasien, entre St-Jean-de-Serres et Canaules, donne des reliefs de médiocre altitude absolue (les Côtes, 135; la côte d'Espère, 121 mètres) et d'un commandement plus réduit encore: une quinzaine de mètres. Ce modeste pointement est néanmoins fail-lé selon une direction Ouest - Nord-Ouest, Est - Sud-Est.

Son enveloppe valanginienne forme un premier anneau marneux complanté de vîgnes auquel succède, du fait de quelques bancs plus chargés en calcaire, une boucle de crêts peu vigoureux, culminant vers 160/170 mètres qui ont fixé les sites de Lédignan et d'Aigremont et localisé des routes (Nale 107 - D.215) à l'horizon étendu. L'on a vu comment, au Nord, l'anticlinal de Ribaute-les-Tavernes dessine comme une apophyse au dôme de Lédignan. Au Sud, au contraire, les couches valanginiennes plongent vers le Vidourle et passent sous des formations marneuses et calcaires, fréquemment couronnées de Garrigues et de pinèdes, appartenant à l'Hauterivien inférieur qui, lui-même, pendrait assez régulièrement au Sud n'étaient les perturbations introduites, côté Est, par la faille méridienne de Clairan, à lèvre orientale surélevée, et, côté Ouest, par le horst de Logrian.

À l'Est de la vallée de la Courne, le flanc anticlinal reprend un relief plus vigoureux, culminant à Mounier, à 222 mètres (f.d'Induze, 1/25 CCOène, n^{os} 7-8) au niveau des couches hauteriviennes et barréliennes. Point de corniche vigoureuse, mais des micro-crêts dans les marnes et calcaires argileux de l'Hauterivien inférieur qui est à l'origine d'un petit replat bien lisible au long de la Nale 107, en arrière de Montagnac. Ce sont des ressauts à peine plus vigoureux que dessinent, à l'Est immédiat, les calcaires "à niches" puis les gros bancs de calcaire argileux bleu foncé par où se continue cet étage qui s'achève sur un ultime replat marneux que la même route nationale traverse au pied du Montaud. Ce toponyme significatif signale le Barrémien, ici entièrement calcaire (Barré-

mien inférieur urgonofide et Barrémien supérieur de faciès urgonien, plus classiquement récifal). L'aptitude de ces roches à conserver la trace des surfaces d'aplanissement, leurs particularités karstiques, compte-tenu d'une médiocre densité des macro-failles et d'un grand nombre de microfractures, la justification du tracé des percées conséquentes constituent les principaux problèmes de ce rempart extérieur du dôme de Lédignan. La percée de Nozières est évidemment à mettre en rapport avec la cassure de dessin complexe qui court, selon une disposition rayonnante, entre Domessargues et Boucoiran.

(III)- L'anticlinorium de la Vaunage:

Figurant, quoique un peu moins vaste, le pendant du dôme de Lédignan, à l'Est de la gouttière de St-Mamert-St-Chartes, le "pays" de la Vaunage constitue un ensemble de combes, séparées par des carènes synclinales, mises en valeur par l'inversion du relief, et regroupées dans une intumescence complexe, un dôme anticlinorial. Du point de vue de la vigueur des formes, l'image cartographique est particulièrement nette à l'Ouest et au Nord, assez effacée à l'Est et au Sud, dénotant une double dissymétrie (Nord-Sud et Ouest-Est), dont il conviendra de rendre compte. D'un point de vue tectonique, cet ensemble se trouve dans la dépendance d'accidents orientés suivant les trois directions définies dans la présentation générale des pays du bas Vidourle moyen: soit les directions Ouest-Est, subméridiennes et, moindrement, Nord-Ouest, Sud-Est.

CARTI DE L'EVOLUTION STRUCTURALE
DE LA VAUNAGE

légende

- 1) Limites des couches géologiques. —
- 2) Pendage des couches. — 3) Faille jouant un rôle dans le relief. — 4) Faille supposée ou sans rôle dans le relief. — 5) Flexure. —
- 6) Cuesta ou crêt important. — 7) Micro-cuesta ou barre rocheuse dans le mésozoïque. — 8) Micro-cuesta ou barre rocheuse dans la couverture tertiaire. — 9) Limite des terrains éocènes. — 10) Limite des terrains de l'Oligocène inférieur. — 11) Terrains stampo-aquitaniens. — 12) Burdigalien. — 13) Helvétien. — 14) Villafranchien, au sens large.

Le Quaternaire moyen et récent ainsi que le substrat mésozoïque ont été laissés en blanc. Le relevé des micro-cuestas et de certains accidents a été effectué sur la couverture déformée.



--- C'est particulièrement au flanc Ouest qu^e se lisent les éléments les plus évidents de la structure se résumant en une série de plis de direction pyrénéo-provençale, soit:

- le synclinal d'Aubais qu'a envahi la molasse helvétique, au contact de laquelle on repère de beaux rivages à lithodomes, et qui fait suite à l'anticlinal d'Aigues-Vives, en pays de Lunel.

- l'anticlinal de Congénies, affouillé en une combe dont la partie occidentale est également colmatée par la molasse: ses couches s'inclinent depuis Junas vers Sommières; ce pendage rend compte du fait qu'en ce lieu l'on puisse distinguer deux petites cuestas, respectivement attribuables aux bancs faiblement résistants du Burdigalien et de l'Helvétien.

- le panneau synclinal de Calvisson, à pendage orienté au Nord, perché par l'inversion du relief, et que tranche , à sa bordure septentrionale, un système de failles serrées observables dans les carrières que longe la D.107, à hauteur de l'écart des Jasses (f. Sommières, 1/20 000ème, n^{os} 7-8).

- la demi-boutonnière de "la Combe" que la même D.107 suit sur quelques centaines de mètres (même référence cartographique), dont le flanc Nord est faillé, qui se ferme rapidement à l'Ouest et qui correspondrait, à l'Est, au mouvement anticlinal de Nages-Milhaud.

- la carène synclinale de la Liquière, faisant face à celle de St-Dionisy.

- la grande combe de Caveirac-Maruéjols, correspondant à un

mouvement anticlinal singulièrement plus puissant que les ondulations de couches précédemment signalées.

Ainsi se définit la dissymétrie Nord Sud de l'anticlinorium qui a été notée. Son flanc septentrional, en effet, est assez vigoureusement flexuré et même affecté d'une complication: "la petite écaille synclinale longeant la faille de Peyreloube" (M. GOTTIS, 1957-64, p. 114).

On relèvera, par ailleurs, l'influence de cette tectonique plissée sur les flancs Est et Ouest du dôme complexe dont les limites extérieures s'avèrent, de ce fait, lobées, dessinant des rentrants au passage des synclinaux, des saillants à celui des axes anticlinaux. La bordure vers la Vistrenque en permet une vérification facile.

Des cassures (Aubais, le Mas d'Escattes-f. de Sommières, 1/20 000ème, n^{os} 7-8) s'étirent, à peu près parallèles aux ondulations précédemment relevées. Quelques autres relèvent d'orientations différentes. En gros Nord-Ouest, Sud-Est, la faille pré-citée de Peyreloube est à peu près le seul représentant, en Vaunage, de cette direction qui acquiert plus d'importance dans la gouttière de St-Chartes- St-Mamert-Sommières. Par contre, les accidents subméridiens à Sud - Sud-Ouest, Nord - Nord-Est comptent localement davantage.

--- La direction subméridienne s'exprime, sur la carte topographique par une bande de cultures et des friches qui prend naissance à l'Est de St-Etienne-d'Escattes pour se prolonger jusqu'au lieu-dit Labadel (f. Sommières, 1/20 000ème, n^{os} 7-8). Elle

occupe une position déprimée et correspond à un affleurement du Barrémien marneux reposant sur l'Hauterivien supérieur, donc à une sorte d'inflexion synclinale, au flanc occidental du dôme anticlinorial. Un peu plus au Sud et sur le même alignement, est d'ailleurs conservé, proche du Mas du Puech, un petit dépôt de marnes graveleuses roses de l'Oligocène, ainsi relativement protégé de l'érosion. Cette orientation et celle du Sud-Sud-Ouest, Nord-Nord-Est qui lui est voisine est encore celle de la gouttière de Sommières et de la bordure de la Vistrenque dont la définition tectonique a été donnée plus haut. Au long de la D.137, entre Nages et Langlade, on peut observer, en plusieurs points et sur quelques mètres de large seulement, des changements rapides dans l'orientation des pendages, signalant le passage d'un accident. Il s'agit de la faille de Langlade qui recoupe à peu près orthogonalement la direction pyrénéo-provençale et qui, sorte de réplique moins vigoureuse de l'accident de Nîmes, effondre le flanc oriental de l'anticlinorium. De là l'explication de la dissynclétrie Ouest-Est qui affecte l'épure cartographique de l'ensemble.

--- En dehors des failles authentiques ci-dessus examinées qui ont, au moins un temps, fonctionné en compression, les flancs de la Vaunage et les crêtes bordant les combes portent de nombreuses cassures mineures, telles qu'on peut en observer dans le petit col de la D.103, au-dessus de Maruéjols (f. Sommières, 1/20 000ème, n^{os} 7-8) et qui ont été obtenues dans une ambiance de distension, "comme si l'ensemble des couches profondes avait connu une sorte de gonflement à la manière de la pulpe d'un fruit

faisant éclater l'écorce; quelque chose comme une tendance au cofrage"(D.COULET,1971,pp.286-287). On n'observe pas, au vrai, de figures de disharmonie importantes dans le Valanginien, souvent à nu sous le front hauterivien des crêtes. Il s'agit d'un phénomène affectant les couches sous-jacentes .

Phénomène probablement en rapport avec les faits que les sondages de Vaunage 1 et Vaunage 2 permettent d'établir. Ces deux forages de grande profondeur, alignés entre eux suivant une droite Sud-Ouest, Nord-Est, du centre de la dépression créée par l'inversion de relief jusqu'aux abords de Langlade, ont été étudiés en détail par Y.JULLIAN (1947) que cite M.GOTTIS (1957-64,pp.130-131).

A Vaunage 1 , une faille rencontrée vers 600 mètres s'accompagne d'une flexure et d'un régime d'étirement des couches qui prévaut jusqu'à 1010 mètres. L'étude de l'azimut de pendage des assises, vers ces niveaux, tend à accréditer l'idée d'une figure anticlinale dissymétrique et déjetée vers le Nord. Plus bas, vers 1900 mètres de petites failles inverses provoquent des redoublements de couches au sein de l'Argovien.

A Vaunage 2, le fait essentiel est l'existence d'une faille inverse, au niveau du Séquano-Kimméridgien, à 1668 mètres avec 300 mètres de rejet. Elle intervient après la traversée d'une série de couches aux pendages modérés, s'affaiblissant jusqu'à l'horizontale au lieu du contact anormal, donnant l'impression d'un style écaillant.

Si l'on rapproche la dissymétrie relevée à Vaunage 1,

de l'accident inverse majeur de Vaunage 2, l'on pourra souscrire aux conclusions de M.GOTTIS (ibid.p.130) selon lesquelles: "Le coeur du pli de Vaunage n'aurait pas ..., en profondeur, l'allure d'une voûte régulière". Dissymétrique, affecté par de nombreuses failles dont la plupart seraient des répliques de l'accident de Nîmes, avec, comme ce dernier, un regard Est, marqué, de surcroît, par une puissante écaille chevauchante due à une poussée de composante Sud, il évoquerait, en fin de compte, la zone de culmination axiale du St-Loup. Ainsi la Vaunage serait bien une pièce de l'édifice pyrénéo-provençal: la substitution d'une tectonique intracratée, au niveau d'horizons cassants, intercalés, comme nous l'a montré l'étude lithologique, parmi des couches particulièrement épaisses et marneuses, se substituant au style morphotectonique superficiel, plus habituel dans la région, incorporerait même la Vaunage profonde au "complexe chevauchant", ce qui est en accord avec sa position alignée sur le St-Loup et les Alpilles.

Reste à montrer que cette interprétation est compatible avec l'évolution de la "superstructure". Mais la Vaunage ne contenant, au creux de ses combes, que des dépôts quaternaires, c'est dans la gouttière synclinale de St-Chartes-St-Mamert-Sommières que l'on trouvera les discordances significatives, les voiles transgressifs et les dépôts à valeur corrélatrice nécessaires à une reconstitution chronologique des activités tectoniques de cet anticlinorium, comme d'ailleurs à celles du dôme de Lédignan.

(IV)- La gouttière synclinale de St-Chartes-St-Mamert-Sommières:

La tendance synclinale généralisée et de longue durée de cet ensemble correspond, comme on va le voir, à une incontestable réalité. Mais, sur une distance d'une quarantaine de kilomètres, l'unité structurale n'est pas telle qu'on ne puisse y établir des subdivisions: alors que le terme de gouttière convient plus particulièrement au tronçon central de St-Mamert, les aires de St-Chartes et de Sommières tendent à s'élargir en amples "bassins" synclinaux, d'ailleurs inégalement complexes. Ce tronçonnement, les phénomènes de dissymétrie, la variété et la signification de la sédimentation tertiaire, dans chacune de ces cellules, retiendront particulièrement notre attention.

---- La gouttière de St-Mamert :

Comprise entre la retombée du dôme de Lédignan, d'une part, le flanc Nord-Ouest de la Vaunage et l'extrémité de l'anticlinal de Nîmes qui se termine au "nez plongeant" de Cabanasse-Montmal (f. Sommières, 1/20 000ème, n^{os} 3-4), d'autre part, cette entité structurale montre l'empilement sédimentaire le plus complet, affecté, du reste, d'une forte dissymétrie.

Cette dernière est déjà décelable dans le substrat mésozoïque. L'Urgonien qui affleure largement à l'Ouest, dans les Lens, ne se retrouve pas au Sud-Est, au flanc de la Vaunage. Comme il réapparaît vers Dions, la Calmette, dans la Garrigue nîmoise, nul doute qu'il ne soit biseauté sous le voile tertiaire et que l'érosion ne soit responsable de cette irrégularité du berceau synclinal, par exhaussement du flanc sud-oriental.

Le Crétacé Supérieur n'est représenté que par un affleurement très réduit de marnes rutilantes à ossements de Dinosaures et à Gastéropodes continentaux, dit du "Champ-Garimond" et sis à l'Ouest de St-Bauzély, en contact avec l'Urgonien. Les Charophytes qui y ont été recueillies auraient des affinités valdo-fuvéliennes plutôt que rognaciennes (notice f.géologique d'Anduze au 1/50 000 ème). Le Lutétien calcaire est représenté par les lambeaux de Robiac et de Lecques-Combas, en bordure du bassin de Sommières. Comme il apparaît à Robiac, ce dépôt est nettement transgressif par rapport aux couches continentales subordonnées, reposant directement sur le Crétacé inférieur; mais il est transgressé, à son tour, et assez largement, par le Bartonien. Ainsi, M.GOTTIS (1957-64, p.124) estime que "l'aire au sein de laquelle s'étaient déposés les sédiments lutétiens" ... a dû être .. 'gauchie, exondée et partiellement arasée", avant l'épandage de la formation détritique bartonienne. Celle-ci, mise en creux par l'érosion aux environs de Robiac et de Combas, ne montre d'affleurements qu'au flanc Ouest de la gouttière de St-Mamert. Les faciès locaux méritent d'être rappelés. Très grossiers à la base (M.GOTTIS, *ibid.*), ils montrent la prédominance d'un conglomérat à galets et blocs peu roulés, essentiellement formés d'Urgonien, donc de provenance proche. Plus haut, tendent à se mêler aux argiles sableuses quelques silex et surtout des grés et concrétions ferrugineux dont l'origine, plus lointaine, est à rechercher dans la bordure Nord de "l'isthme durancien". Ce fait est confirmé par l'analyse du grés bartonien de Pontanès-de-Lecques. (P.DEMANGEON, 1959, pp.141-143). Outre la limonite, toujours abon-

dante, après lavage des topographies de ce secteur, le concentré lourd recueilli (staurotide, andalousite, disthène, zircon, tourmaline, rutile) paraît bien trouver son origine première dans le Massif Central; mais la petite taille, l'usure, les altérations de ces minéraux impliquent leur passage dans une ou plusieurs formations-relais; il en va de même, dans la fraction légère, des quartz à inclusions ferrugineuses, majoritairement émoussés. Tout se passe donc comme si le lac bartonien recueillait d'abord les apports locaux de grande taille, provenant de l'attaque de reliefs jeunes, proches et vigoureux (sédimentation corrélative de valeur syntectonique ou immédiatement post-tectonique), puis, avec les progrès de l'usure aux dépens de ces formes, une fourniture d'origine plus lointaine empruntée à la bordure de "l'isthme durancien", sous l'es-pèce d'alluvions argilo-sableuses, véhiculées par des flux Nord-Sud, puisque plus abondantes ici qu'à Euzet.

L'apaisement tectonique s'affirme avec le Ludien, comme on peut le déduire des faciès (marnes à Palaeotherium, puis calcaires à Potamides aporoschema et "à poissons") tandis que la transgressivité progresse encore de façon plus décisive: à Quilhan, dans le pédoncule d'un des grands méandres du Vidourle, à Lecques, à la cote 86 près du Mas d'Auquier (au Nord de Souvignargues), et là, il est vrai, à la faveur d'un petit fossé peu déprimé, le Ludien recouvre directement divers termes du Barrémien inférieur et moyen et de l'Hauterivien, signes d'une étendue ancienne plus large et plus continue que l'actuelle, d'une part, et, d'autre part de l'existence de points hauts que ne recouvraient pas les terrains

tertiaires antérieurs, appartenant au flanc Sud du dôme de Lédignan et au flanc Ouest de la Vaunage, respectivement. Là où ils reposent sur les argiles bartoniennes, les calcaires du Ludien inférieur offrent, associés avec les précédentes, les éléments d'un "binôme" propice à l'érosion différentielle, justifiant la petite cuesta qui se déploie à l'Ouest de Fons et de St-Mamert, que décroche la faille du Mas de Mathieu et qu'on retrouve, de ce fait, à l'Est de Combas et de Fontanès-de-Lecques. Pas plus que ces niveaux, le calcaire à Potamides aporoschema n'affleure au flanc oriental de la gouttière synclinale.

Le débordement transgressif, dans cette direction, est le fait des couches suivantes, rangées dans l'Oligocène inférieur. Celles-ci comportant essentiellement les grès à végétaux dits de Celas ou de Sauzet. Étudiés par P.DERANGEON dans ce dernier site, ils montrent une charge siliceuse dont les minéraux lourds (tourmalines, zircons, et, moins, staurotide, disthène) et la fraction légère (quartz anguleux, micas chloritisés, débris de schistes altérés) traduisent l'influence cévenole qui commence à se manifester; coupés de bancs de conglomérats à galets de grand transport à divers niveaux, où quartz, silex et chailles l'emportent de près des 2/3 sur les calcaires, ils ne sont pas fondamentalement différents de ceux du "bassin" de Vézénobres et du Sud-Est du bassin d'Alès, et nullement incompatibles avec une topographie, dans l'ensemble, effacée. On leur doit, quelques microtalus, d'ordre métrique, comme celui que l'on peut observer, non loin du Mas Guiraud, mais au Nord de la Nale 99 (f. Sommières,

1/20 000 ème, n^{os} 3-4) et des réserves aquifères autorisées par leur perméabilité "en petit". Cet Oligocène inférieur transgresse sur l'Eocène et même l'Urgonien au Nord de St-Bauzély (f.d'Anduze, 1/25 000ème, n^{os} 7-8), et, plus largement encore, sur l'Hauterivien des flancs Ouest et Nord Ouest de la Vaunage. On rappellera le petit témoin du Puech Long, déjà cité dans le Sud de la dépression de St-Étienne-d'Escattes.

Les caractères du Stampo-Aquitanién sont très différents. Un puissant complexe détritique s'accumule dont il ne reste plus aujourd'hui que des témoins isolés, comme le Montagnon que partagent les communes de St-Mamert et de Parignargues (f.Sommières, 1/20 000ème, n^{os} 3-4). Ravinant parfois l'Oligocène inférieur, il est composé, alternant suivant un style lenticulaire, de marnes légèrement rosées et jaunâtres, de marnes gréseuses, de grès souvent mal consolidés, enfin de conglomérats à éléments calcaires où les blocs décimétriques ne sont pas rares, toujours d'origine locale, très médiocrement émoussés, au point de passer à des brèches. Un énergique ravinement éprouve donc la topographie des massifs de Garrigues. Les rapports de similitude de faciès et de coïncidence chronologique avec l'Oligocène élevé du fossé d'Alès sont évidents. Par ailleurs, le Stampo-Aquitanién transgresse l'Hauterivien, le Barrémien inférieur et l'Urgonien de la Garrigue nîmoise près de Gajan. Il comble partiellement l'étroit synclinal des Charlots, recouvrant en discordance, dans le vallon du Fougéras, des couches redressées, localement renversées et, d'ailleurs, ravinnées qui paraissent relever d'un faciès continental d'âge "tavién"

(P. DEMANGEON, 1959, pp. 192-193 et J. BONNET, 1967, pp. 11-12).

Enfin, la molasse burdigalienne reposant sur le Bartonien, le Ludien, l'Oligocène conglomératique, mais aussi le Néocomien, forme une étroite et mince "galette" à Montpezat où elle supporte un cailloutis plus récent enveloppé d'argile rouge qui se réfugie dans les poches karstiques qui la taraudent, facilement observables au stade de cette localité. La molasse très littorale a dû occuper toute l'aire synclinale, de St-Chartes à Sommières. On en retrouve des traces au Mas d'Argelas (f. Sommières, 1/20 000ème, n^{os} 3-4) où le conglomérat basal à patine verte se reconnaît, démantelé et remanié sous la forme d'un cailloutis épars, et un témoin demeure au flanc occidental de la Vaunage, près du Puech Mouriès dont le matériau est utilisé alentour à des fins de bornage (même référence cartographique).

--- Le "bassin" de Sommières:

Prolongeant la gouttière de St-Mamert au Sud du Mas d'Auquier, il s'étend dans cette direction jusqu'aux affleurements du Valanginien "miroitant" de St-Jean-de-Cornies et de Villetelle qui témoignent de la présence d'un axe anticlinal, le plus souvent dissimulé par les dépôts tertiaires. Son trait le plus évident est son élargissement, entre le Bois de Paris et le flanc de la Vaunage.

En réalité, on peut, de l'Ouest à l'Est, le diviser en deux cuvettes. La plus occidentale est formée par les terrains paléogènes: le Stampo-Aquitainien en occupe le centre (plaine de Campagne); les formations éocènes, éliminées à l'Ouest par les

frilles de Garrigues et d'Aspères, faiblement représentées au Nord, vers Lecques, s'étendent surtout au Sud-Est, de Montredon aux abords de St-Hilaire-de-Beauvoir. Toutefois, au Sud de cette bande de terrains, le Bartonien n'occupe pas la place étendue que lui attribuait la 2ème édition de la feuille du Vigan au 1/80 000ème; des environs de Restinclières à St-Christol et à St-Geniès-des-Mourgues, la feuille de Lunel au 1/50 000ème a dévolu les argiles jaunâtres et rosées et les conglomérats à l'Oligocène.

A l'Est de la plaine de Campagne et centré sur Sommières, le bassin miocène s'est installé transgressivement sur un monoclinel comportant divers termes du Néocomien et du Paléogène. Son originalité est de montrer, sur les couches burdigaliennes, d'ailleurs moins déformées que celles-ci, des assises vindoboniennes: faciès "schlier" de l'Helvétien passant, vers le Nord, à un type plus calcaire, issu de fonds à Bryozoaires de type pré littoral, puis aux marnes sableuses à faune saumâtre des pentes dominant le Château de Pondres; calcaires-moellons, également très littoraux, formant la corniche du plateau de Villevieille (A. BONNET, D.E.S. Sc, Montpellier, 1948; M. GOTTIS, 1957-64, pp.127-128; P. DEMANGEON, 1959, p.210).

---- Le "bassin" de St-Chartes:

Le voile des terrains tertiaires y recouvre le synclinal d'Arpaillargues, dessiné dans les couches du Crétacé et le déborde, moins au Nord qu'au Sud, où la terminaison périanclinalle de la Castelle-Cambon, les Garrigues des Pierres et le synclinal de

Sanilhac s'envoient vers l'Ouest.

Dans cet ensemble, les affleurements éocènes occupent peu de place: un modeste gisement près d'Aubarne, au Sud, et, sur le bord opposé de la cuvette, prolongeant la cuesta qui enveloppe l'aire anticlinale du Bois de l'Arque, le petit talus de la Madone, mis en valeur par un segment orthoclinal de la vallée du Bourdic: calcaires ludiens sur sables bartoniens. Cette médiocre cuesta est tôt interrompue, sur la feuille d'Uzès, par la faille méridienne de Juston dont la lèvre orientale effondrée met l'Oligocène en contact avec l'Eocène. C'est dans ce secteur disloqué que, changeant orthogonalement de direction, le Bourdic se dirige au Sud.

De la sorte, le "bassin" de St-Chartes montre presque exclusivement des terrains oligocènes (sauf si l'on rattache au Ludien des calcaires subordonnés aux grès de Célas, vers Blauzac), disposés, selon un schéma très classique, en auréoles concentriques dont, néanmoins, les grandes failles subméridiennes nées dans l'anticlinal crétacé de Bourdiguët, dérangent quelque peu l'ordonnance aux environs de St-Dézéry. L'on sait qu'il s'agit d'accidents relativement anciens, impliqués dans l'orogénèse pyrénéo-provençale; mais l'un d'eux affecte encore le Stampo-Aquitainien, mettant en évidence le caractère tardif de son jeu.

Les couches de l'Oligocène comportent les termes, habituels en ce secteur, qui entrent dans la composition du Sannoisien (grès de Célas, suivis de calcaires et de marnes); puis les for-

mations détritiques du Stampo-Aquitanién (limons, marnes, grés et cailloutis), l'étage s'achevant sur un horizon calcaire. L'Oligocène supérieur est transgressif sur les terrains de l'Oligocène inférieur, à l'Est immédiat de Moussac. Au contraire, la cartographie des affleurements de cet étage, visiblement discordante sur le Crétacé, donne, du Sannoisien au Stampo-Aquitanién, une image cartographique apparemment concordante à la périphérie orientale de la cuvette de St-Chaptes. Impression probablement fallacieuse, résultant d'un déblaiement énergétique par l'érosion, accompagnée d'une accentuation de la subsidence du berceau synclinal. Celle-ci ne saurait cependant s'être poursuivie de façon sensible trop tardivement, comme le démontre la pastille burdigalienne de Vic, oblitérant le contact du Néocomien et du Sannoisien et suggérant, en outre, l'importance que l'ingression de la mer miocène a pu revêtir, à l'Ouest du méridien d'Uzès.

En conséquence, le crêt qui s'étend de Campagnac au Grand Serre d'Aureilhan, en passant par Blauzac, et Malaigue-Castille (f.d'Uzès), représente une forme composite dont le talus de base est généralement taillé dans les marnes grises de l'Aptien tandis que la corniche, souvent émoussée, appartient aux grés calcaireux de l'Aptien supérieur, aux sables du Cénomanién inférieur, plus ou moins indurés, aux calcaires subordonnés aux grés de Célas, surtout. (G. FABRE, 1971, pp.315-328). Le revers est tantôt une surface substructurale (Campagnac), tantôt un méplat d'érosion (Serre d'Aureilhan).

---- L'évolution tectonique du domaine des dômes et gouttières:

Nous n'insisterons guère sur les enseignements des faciès notés ci-dessus: ils sont tout à fait conformes au schéma évolutif régional de l'ensemble bas-languedocien. Les caractères grossièrement détritiques, la médiocrité de l'émoussé, l'origine proche y signalent les deux phases de mouvements pyrénéo-provençaux, tout comme les traits équivalents du Stampo-Aquitainien dénoncent la crise "cévenole".

Sur le plan local, il y a davantage à tirer des discordances et des déformations successives de la gouttière de St-Mamert et de ses dépendances.

On a noté la dissymétrie du synclinal de St-Mamert. Non seulement l'Urgonien ne se retrouve pas au flanc occidental de la Vaunage, mais l'ensemble des couches continentales fini-crétacées et tertiaires, antérieures au Ludien, ne sont représentées que du côté Ouest du synclinal. La responsabilité en incombe à une migration, dans cette direction, de l'axe de ce dernier, conséquence d'un mouvement de surrection de la Vaunage. La culmination de cette aire anticlinale aurait été, alors, plus vigoureuse que celle du dôme de Lédignan dont on va voir que l'existence est également attestée. Comme le note M.GOTTIS (1957-64, p.124), la position du médiocre lambeau Ludien du Mas d'Auquier, porte à croire que ce mouvement se réfère à la phase paroxysmale de l'orogénie pyrénéo-provençale et que le démantèlement partiel qui a suivi est déjà

fort avancé à l'Eocène supérieur, à peu près achevé lors du dépôt des calcaires "à poissons" et à Potamides aporoschema, de telle sorte que la formation à "grand transport" des grès de Célas a pu, ensuite, s'étaler aisément. Mais, au Ludien encore, de Lecques à St-Mamert en passant par Guilhan, les calcaires marneux lacustres cernent littéralement le dôme de Lédignan; leur repos fréquent sur le Crétacé inférieur permet d'y détecter une zone haute; la transgressivité de cet étage vers St-Hilaire-de-Brethmas et Muzet prouve que des déformations de même type avaient été réalisées au Nord du "bassin" de Vézénobres.

Après la crise de l'Oligocène supérieur, les lambeaux stampo-aquitaniens de Campagne et du Montagnon sont demeurés à peu près dans l'axe du synclinal, tel qu'il se trouvait établi à la fin de l'Oligocène inférieur. Mais l'affleurement le plus vaste, développé au Nord de St-Mamert et se prolongeant dans le bassin de St-Chartes, en direction de St-Geniès-de-Malgoirès et de la Calmette, apparaît comme étendu à l'Est de cet axe, débordant, en discordance, les dépôts paléogènes précédents et reposant "orthogonalement à leur direction sur le Barrémien inférieur et l'Urgonien" de la Garrigue nîmoise (M.GOTTIS, 1957-64, p.126). Tout se passe donc comme s'il s'était alors créé une pente régionale dirigée vers l'Est, imposant une dissymétrie nouvelle du synclinal de St-Mamert. On doit y voir l'indice d'une tendance à l'effacement relatif du dôme complexe de la Vaunage et, simultanément, celui d'une exaltation concomitante de l'entité de Lédignan. Bien entendu, nous ne pouvons démontrer que ces pulsations alternatives

ont été rigoureusement contemporaines du dépôt de l'Oligocène supérieur. Mais l'on doit remarquer que les dispositions des assises de la molasse (dont les témoins apportent l'assurance qu'elle a envahi l'aire synclinale sur toute sa longueur), ne permettent pas de considérer la déformation Nord-orientale de la gouttière comme nettement déphasée par référence à ce dépôt corrélatif Stampo-aquitainien. Elle est, en tous cas, antérieure aux scellés formés par les terrains miocènes. (E.COULET, 1971, pp.290-292).

L'on connaît la finesse ordinaire des sédiments miocènes. Dans le domaine qui nous occupe, l'on ne trouve pas davantage de signes d'une abrasion étendue que dans le reste du Bas-Languedoc. La mer transgressive ne semble donc guère avoir été créatrice de galets. Ceux qui s'incorporent à la molasse sont, même remaniés au long de la ligne de rivage forcément mobile, d'origine continentale. Le cailloutis de base à patine verte du Burdigalien remploie des galets oligocènes. Les galets ne sont jamais abondants dans le Vin-dobonien, même s'il s'agit d'un faciès très littoral, comme c'est le cas à Junas où l'Urgonien résistant en fournit un petit nombre, venus de gisements assez éloignés.

De la sorte, on peut admettre, et singulièrement dans le cas de la Vaunage, que les topographies exondées ne s'élevaient guère au-dessus de l'altitude atteinte par le littoral et qu'elles offraient un aspect peu différencié. En d'autres termes les paysages d'aplanissement devaient régner dans le proche hinterland. Il convient de rappeler, du reste, que la récente crise diastrophique de

l'Oligocène élevé, si elle a affecté des structures en profondeur, a déformé superficiellement des biseaux d'érosion, offrant des possibilités à la regradation, plutôt qu'à la dégradation.

Cependant, nous avons insisté, dans le troisième chapitre de ce travail sur le caractère composite de la topographie pré-miocène, ici aplanie, là en proie aux actions différentielles. En ce qui concerne la Vaunage, le Nord et le Sud de l'aire anticlinoriale s'opposent, de ce point de vue. Le contact du Burdigalien avec le substrat crétacé, vers Souvignargues et à l'Est du Mas d'Auquier, donne l'impression de l'envahissement par la mer d'un aplanissement dont, curieusement, la régularité est maximale au flanc du grand anticlinal de Maruéjols-Caveirac. Sans renoncer totalement à cette interprétation, on doit la nuancer aux environs de Junas et d'Aubais. La progressivité de la transgression miocène s'y affirme nettement, le Vindobonien reposant directement sur l'Hauterivien en dépassant les limites des affleurements burdigaliens -- fait classique. Mais M.GOTTIS (1957-64, pp.127-128), y signale un sondage révélant 200 mètres d'Helvétien de faciès "Schlier" qui reposent directement sur un substrat de calcaire valanginien "miroitant". Il témoignerait d'une coupure d'érosion relativement étroite, jalonnée par les localités de Grand-Gallargues, Aigues-Vives, Aubais, Junas, où la mer helvétique se serait frayé un chemin que la mer burdigalienne avait ignoré. Y a-t-il eu, à cet endroit, une courte exondation? Dans l'affirmative, se réfère-t-elle à un bref épisode régressif? Faut-il lui donner une signification tectonique locale? Nous ne saurions apporter une réponse

valable à ces questions. Reste la certitude d'une dépression profonde de 200 mètres que la molasse a comblée et cela dans la partie Sud occidentale de l'anticlinorium, là où les culminations se montrent aujourd'hui les plus humbles. Ce fait, pour singulier qu'il paraisse, doit être rapproché de l'épaississement rapide de la couverture helvétique, en direction de l'Ouest, dont témoignent les carrières de pierre de taille de Junas, renforçant l'impression d'un relief pré-miocène relativement varié, dans ce secteur méridional. La notion du renversement progressif de la pente régionale, au cours de la seconde partie des temps tertiaires, nous paraît de nature à résoudre l'apparente contradiction exposée ci-dessus. Nous proposons donc l'hypothèse suivante. Jusqu'à la crise oligocène, les culminations tectoniques de la vaunage auraient été plus élevées au Sud qu'au Nord, en conformité avec l'ensemble des architectures pyrénéo-provençales. Ce n'est qu'ensuite que la tendance se serait renversée. Lors de son ingression la mer miocène aurait donc rencontré un relief plus disséqué au Sud qu'au Nord. Mais, ce n'est qu'après le dépôt de la molasse que l'anticlinal de Maruéjols - Caveirac aurait acquis l'importance qu'il montre aujourd'hui. Ainsi serait-il rendu compte, de façon satisfaisante de la dissymétrie Nord-Sud de l'ensemble anticlinorial, tandis que le jeu des failles de Langlade et de Nîmes suffit à expliquer sa dissymétrie Ouest-Est.

Les ultimes déformations de la gouttière de St-Mamert et du bassin de Sommières confirment cette manière de voir. En effet, si l'on veut bien reconstituer l'axe actuellement observable

du synclinal, en alignant le centre stratigraphique du bassin de Sommières avec le placage molassique de Montpezat, et apprécier l'angle qu'il fait ($25/30^\circ$) avec l'axe du même synclinal à l'époque fini-oligocène, reconstruit à partir des affleurements stampo-aquitaniens de la plaine de Campagne et du Montagnon (et conservés dans cette position grâce à la protection que leur a longtemps offerte la fossilisation sous le Miocène), on constatera une sorte de rotation, comme sous l'effet d'un couple de forces, autour d'un centre situé non loin du Mas d'Auquier. Ainsi, dans la partie méridionale de la gouttière, l'axe s'infléchit vers l'Est, gagnant sur le flanc de la Vaunage dont la partie méridionale s'abaisse épirogéniquement. Au contraire, dans sa partie septentrionale, le même axe est repoussé vers l'Ouest par un ultime gonflement de la partie septentrionale du dôme dont l'exaltation privilégie l'anticlinal de Maruéjols-Caveirac.

Ce mouvement est sensible jusque dans la terminaison périanticlinale Ouest de cette figure. C'est dans le prolongement de son axe principal que la molasse a été déblayée, de telle sorte que les lambeaux de Pondres et de Montpezat se sont trouvés séparés. Semblablement, c'est au droit du "nez plongeant" de Montmal (f. Sommières, 1/20 000ème, n^{os} 3-4) que l'érosion a séparé, non seulement la molasse de Montpezat des reliques du démantèlement de ce sédiment repérées près du Mas d'Argelas (même référence cartographique), mais encore les affleurements stampo-aquitaniens de Parignargues et de Gajan. Nous en tirerons deux leçons: 1)-l'importance du jeu des axes transversaux dans l'architecture du synclinal de St-Mamert;

2)- la confirmation des mouvements néogènes dont les faibles déformations de la molasse de Sommières pouvaient, du reste, laisser prévoir le style et de l'ordre de grandeur.

Reste à tenter d'en préciser la situation chronologique. Nous nous y essayerons en même temps que nous en mesurerons les conséquences morphologiques sur les phénomènes de regradation aréolaire et de défoncement vertical.

C- Le modelé des pays du Vidourle moyen et de leur environnement.

L'on sait que l'opposition fondamentale, habituelle en milieu languedocien, des Garrigues calcaires et marno-calcaires, musées de niveaux d'aplanissements principalement cénozoïques et réserves d'eaux karstiques, et des "bassins" marneux, affouillés à leur pied et conservatoires de formes et de formations quaternaires, prend, aux pays du Vidourle moyen, dans la définition large que nous en avons donnée, une physionomie particulière, du fait du relatif isolement des premières et de l'assez belle extension des seconds. L'influence du creusement différentiel, essentiellement poussé pendant les temps quaternaires, est mise en évidence avec la séparation des bassins versants du Gardon et du Vidourle que marquent des cols discrets mais nets, proches de Lézan et de Lédignan, pour l'aire anticlinale de même nom, de Montpezat, pour la gouttière de St-Mamert. Seule l'inversion de relief de la Vaunage leur échappe, dans la dépendance du Rhône, affluent du Vistre.

En fonction des niveaux de base locaux constitués par ces organismes hydrographiques, mais aussi de la lithologie et de la structure et, encore, de la "position" de chacun d'eux, par référence au mouvement de bascule accompli par l'ensemble régional depuis la crise oligocène, les aspects des massifs de Garrigues sont différents. La hiérarchisation des niveaux d'aplanissement est bien venue pour l'entité du Bois de Paris (dont la sculpture appalachienne est particulièrement nette) et dans les enveloppes extérieures du dôme de Lédignan où les formes structurales jouent, néanmoins, un certain rôle. Au contraire, la Vaufrage ne montre pas de bel étagement de formes sur ses flancs où les plans d'érosion successifs tendent à se recouper sous des angles très faibles, sinon à se confondre. Hors des petits pointements jurassiques (Logrian, Pène, Suquanelle, Puech Carbonnier) ou des affleurements urgoniens des communes de Boucoiran et Nozières et du système des Lens, les Garrigues appartiennent au type mérokarstique; l'absorption souterraine des eaux, effective mais limitée, s'y révèle incapable de mettre un terme à la prédominance de la dynamique superficielle dont témoignent encore, aujourd'hui, des écoulements saisonniers assez réguliers.

Véritables plaines mal drainées dans leur partie centrale, les "bassins", ici en cause, sont agrémentés, sur leur pourtour, de formes micro-structurales dont il est quelquefois possible de démontrer l'évolution de nature appalachienne. Front et revers de ces cuestas minuscules sont modelés en glacis qui s'achèvent, le plus souvent, sur des terrasses non moins menues. Les formes

climatiques du modelé quaternaire ne prennent quelque ampleur et ne font apparaître un étagement net qu'en bordure des grandes rivières cévenoles. Encore, de ce point de vue, la supériorité du Gardon sur le Vidourle est-elle manifeste.

Compte-tenu des nuances évoquées ci-dessus, il paraît commode de regrouper les problèmes sous-régionaux du modelé selon trois ensembles: 1). Un ensemble Nord, concernant le dôme de Lédignan et ses enveloppes, le Nord de la gouttière de St-Mamert et les bas pays du Gardon moyen, y compris le "bassin" de St-Chartes; 2)- Un ensemble Sud-occidental, rassemblant, autour du Bois de Paris et des environs de St-Bauzille-de-Montmel, les confins Ouest, jusqu'à la faille de Corconne et, d'autre part, les "bassins" de Garrigues-Campagne et de Sommières; 3): Enfin, au Sud-~~Est~~ Est, il convient de faire une place à part à la Vaunage.

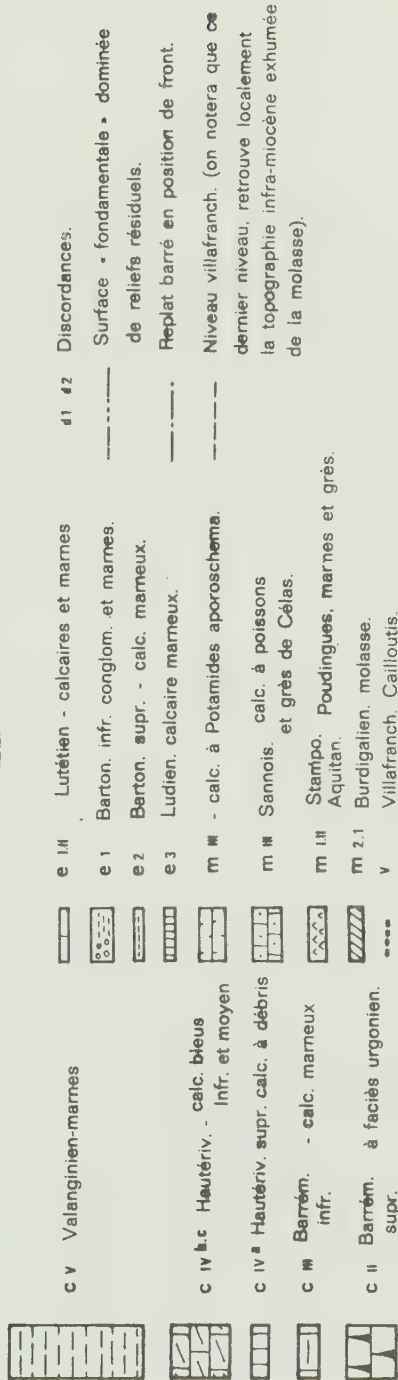
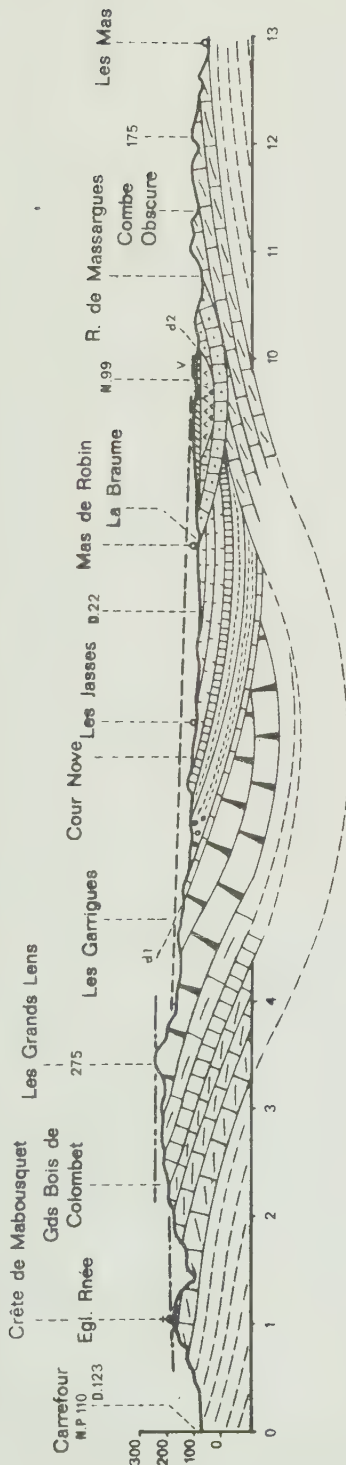
1)-L'ensemble septentrional: le dôme de Lédignan et ses enveloppes, le Nord de la gouttière de St-Mamert et les bas pays du Gardon, y compris le "bassin" de St-Chartes.

a)-La retombée de l'aire anticlinale de Lédignan: commune de Boucoizan et Nozières, Malgoirès, Bois de Lens:

-Les niveaux

Dans le massif en demi-couronne que constituent l'Haute-rivien et le Barrémien des enveloppes du dôme de Lédignan, les cotes d'altitude se groupent en deux niveaux dont l'identification n'est pas aussi aisée suivant que l'on considère l'une ou l'autre de ses façades.

N. 33° O. → 0.4° N. → N. 4° E.



(feuille de Sommières).

(1)-Les altitudes résiduelles:

Plus nombreuses vers le Sud, elles forment un arc de cercle légèrement déporté vers l'Est: Serre de la Borie, 239 mètres- Mounier, 282 mètres (f.d'Anduze, 1/25 000ème, n^{OS}7-8); Frigoulet, 275 mètres- Matelas, 274 mètres (f.de Sommières, 1/20 000ème, n^{OS}3-4); Puech Peyron, 250 mètres- Les Petits Lens, 275 mètres, Les Grands Lens, 275 mètres- Les Ombrens, 275 mètres- Serre du Suc, 231 mètres (f.de Sommières, 1/20 000ème, n^{OS}1-2). Ces hautes altitudes sont interrompues entre le Serre de la Borie et Mounier par le jeu de la faille du Nord de Domessargues et le passage d'un des axes principaux de l'unité anticlinale qui ont provoqué le démantèlement des assises barrémiennes dans le secteur où s'est installé le cours de l'Auriol. Comme il ne paraît pas que la molasse ait jamais submergé les sommets pré-cités, nous les considérons comme des reliefs résiduels, antérieurs à "l'aplanissement fondamental".

(II)-La façade occidentale et frontale:

Sous ces reliques sommitales, on lit avec netteté, en direction de l'Ouest, une série de ressauts et de replats structuraux mettant à profit les binômes successifs de roches inégalement résistantes. Rappelons: le grand crêt du Devès- Serre de la Carbonnière, de la Cabane, des Baumes, du Matelas (Barrémien inférieur urgonioïde, n^{4a} U), les micro-cuestas des Bois Longs- Valcroze (Hauterivien supérieur, n³⁵¹), le crêt majeur de Mauressargues - Montagnac (Hauterivien inférieur, n^{3a 2}), enfin, les micro-cuestas de la vallée de la Courme (bancs de calcaire interstratifié dans

les marnes du Valanginien).

Sur les revers des calcaires urgonoïde et urgonien, et des calcaires argileux de l'Hauterivien supérieur, on relève la fréquence des cotes 200/220 mètres. Elles définissent des replats substructuraux. Toutefois, le fait qu'on relève des altitudes comparables dans l'Hauterivien de l'ensemble synclinal de St-Théodorit-Cannes-et-Clairan, sur une bonne partie de la retombée Nord-occidentale du Bois de Paris, sur les biseaux intéressant les flancs de la Vaunage et la Garrigue nîmoise, nous incite à admettre que de tels replats ont dû, un temps, s'incorporer à "l'aplanissement fondamental".

Tout à fait en bordure de la dépression de la Courme, entre Montagnac et Mauressargues, un replat plus humble, dessiné par l'Hauterivien inférieur, se tient vers 180 mètres. De nature également substructurale, il a pu servir d'appui amont au développement des topographies, forcément plus récentes, qui ont arasé le coeur du dôme de Lédignan.

(III)- Le revers oriental:

a)-Secteur méridional.

En nette opposition avec la précédente, la façade orientale du massif, en position de revers, montre un très bel aplanissement réalisé vers 190/200 mètres, tout à fait remarquable au-dessus de la dépression de la ferme de Robiac (Serre de la Combe des Treilles, Puech Balaru, Plan St-Laurent, Le Genestas, le Fan-gasset, les Garrigues, le Plan des Mugues- f.de Sommières,

1/20 000ème, n^{OS} 3-4).

En raison des altitudes, il serait tentant d'y voir un équivalent des replats de la façade occidentale dont les cotes sont comparables. La réalité semble un peu plus complexe. Parmi les lapiès et les fourrés de chênes verts et kermés, on peut y récolter, çà et là, en semis très lâche, quelques quartz et grès ferrugineux qui semblent hérités d'une couverture tertiaire. L'épaisseur et la continuité locales du manteau de terra rossa que souligne, sur le substrat calcaire, la toponymie (le Fangasset), plaident dans le même sens. En raison du caractère allogène des galets que nous avons pu recueillir, nous invoquerions plus volontiers un mince voile formé par l'Oligocène inférieur (plutôt que par le Bartonien dont le faciès est beaucoup plus grossier comme on peut le constater dans la dépression de Robiac). Toutefois, l'attribution de ce replat suspendu à une topographie pré-sannoisienne, longtemps fossilisée, se heurte à une difficulté: il est peu déformé. C'est pourquoi, comme nous l'avons fait pour les basses surfaces du Pioch de Madame et du piedmont de la Gardiole, en pays montpelliérain, nous admettons, en outre, la nécessité d'une regradation tardive. C'est, sans doute, lors de cette phase que s'est trouvé biseauté, dans le même plan, le méplat sommital de la cuesta ludienne, comme le fait apparaît sans équivoque, sur le parallèle: Puech Balaru, Mas de Jean Roux, les Jougadous (f. de Sommières, 1/20 000ème, n^{OS} 3-4) où l'Urgonien, le Bartonien et le Ludien sont recoupés par la topographie à une même altitude.

C'est évidemment à partir de cet aplanissement, tel qu'il résulte de la dégradation envisagée ci-dessus, que s'est établi le réseau hydrographique: d'où la percée conséquente ouverte entre les Jougadous et les Cambons (ruisseau des Lens). Son orientation à l'Est implique soit une pente originelle de la surface 190/200 mètres, soit un léger rejeu de l'anticlinorium de Lédignan. On notera, cependant, l'existence des drains d'orientation subméridienne, tel celui que l'on suit de l'Ouest du Fangasset et des Garrigues jusqu'à la réserve de Montpezat, aujourd'hui dépourvu d'écoulements fréquents. Ni la lithologie, ni la tectonique cassante ne le justifient. Le tracé de ce thalweg dont la portion amont est assez effacée, paraît devoir s'expliquer par sa position orthoclinale et marquer une étape dans le recul de la couverture tertiaire à laquelle il a été fait allusion ci-dessus.

Avec ces vallons, il ne s'agit plus de la regradation de l'aplanissement oriental. Nous abordons les étapes de sa dégradation. Celle-ci s'est accompagnée d'un remaniement des débris de la couverture lacustre, épars à la surface de l'Urgonien. Au Nord-Ouest des Baraques de Montpezat, au quartier des Lens (f. de Sommières, 1/20 000ème, n^{os} 3-4) une clairière de culture, aujourd'hui vieille friche à un stade avancé de reconstitution de la végétation naturelle, surprend par l'abondante représentation d'espèces siliceuses (grande Bruyère, Genévrier commun). Une épaisse terra rossa y emballée, en effet, débris de concrétions limoniteuses et cailloutis siliceux. Ce gisement, piégé dans la tête du vallon considéré, représente, à nos yeux, un jalon sur le trajet qu'ont parcouru les

débris de couverture tertiaire tardivement remaniés. Aussi leur rattachons-nous l'épandage rutilant et à cailloutis largement siliceux (sinon entièrement), qui recouvre la galette de molasse burdigalienne de Montpezat et y emplit des poches karstiques, bien visibles sur le front de la carrière utilisée un moment comme stade par les habitants de cette localité. Cailloutis post-miocène, comme on le voit, et probablement Villafranchien ancien.

(b)- Le secteur septentrional-

Dans les Garrigues de la commune de Boucairan-Nozières ainsi qu'au droit de Sauzet, l'on trouve deux replats étagés comparables par leur situation à l'aplanissement qui vient d'être décrit: l'un vers 150/170 mètres, l'autre vers 117/120 mètres. Mais ils sont semés d'alluvions du Gardon comme les niveaux de 200 et de 140 mètres qui ont été signalés dans les Garrigues de Lussan, au-dessus des vallées de la Cèze et de l'Auzonnet.

--- Un mérokarst :

Ces alluvions, non plus que les débris de couverture lacustre du secteur méridional, n'ont guère favorisé la corrosion. Ni dolines, ni ouvalas, encore moins de poljés. La dissolution superficielle se limite à un "karst à replats formé par des strates ciselées de lapiés" ou Schichttrepfen Karst, plus souvent **dénudés** qu'originellement nus (G.FABRE, 1973, p.39 et 1973, pp.72-73). Ainsi, les aires d'aplanissement du massif des Lens présentent bien la dégradation fluviale, ordinaire en Bas-Languedoc. Mais les formes karstiques qui, habituellement, sont venues dans un second temps

désorganiser ces vallées font défaut.

On peut, avec G.FABRE (op.cit.pp.38 et 72, respectivement) relever les facteurs défavorables à un beau modelé karstique: l'exiguité de l'impluvium, la faiblesse de la macro-fracturation d'un massif où, néanmoins, ne manquent pas les petites diaclases et les microfailles, la rareté des bancs calcaires durs dans l'ensemble des faciès du Crétacé inférieur, à l'exception de l'Urgonien.

Et, cependant, surtout développé au niveau de cette dernière formation, un karst souterrain existe dont une dizaine de colorations à la fluorescéine et quelques explorations permettent d'entrevoir l'originalité. Celle-ci résulte d'une évolution nullement négligeable mais incomplète.

Sans doute l'on peut trouver des illustrations de la "loi" de l'abbé Paramelle, signe de jeunesse, fondée sur la quasi-coïncidence des écoulements souterrains alimentant le bouldou de Sauzet et celui de Fons avec les cours épiogés du ruisseau du Porc et du Teulon (f.d'Anduze, 1/25 000ème n^{os} 7-8 et de Sommières, 1/20 000ème, n^{os} 3-4). Pourtant, une concentration très importante s'organise, un profit de la source du Creux des Fontaines qui trouve ses points de sortie dans les grés de Célas, superposés à l'Urgonien. Et d'autre part, cette circulation hypogée s'avère profonde (avec ses 41 mètres de développement vertical, l'aven de Matelas, creusé selon les indications de la stratigraphie et de la tectonique, est fossile) et complexe (capture souterraine du Pendur par les Cendrières-Esplèches; vitesses d'écoulement variables -- entre 67 et

6 mètres/heure, témoignant de la juxtaposition de conduits importants et de fissures impénétrables; minéralisation homogène de type bicarbonaté calcique, sans originalité quels que soient les faciès traversés). L'aven dit de la Carrière (700 mètres au Nord du Creux des Fontaines) ayant piégé "des quartz blonds, blancs et rouillés, granites pourris, grés etc ..."(G.FABRE, 1973, pp.42 et 73 respectivement) fournit la preuve que ce taraudage s'est effectué sous une couverture alluviale aujourd'hui largement démantelée, ce qui lui confère une relative ancienneté, tout au moins dans le Quaternaire.

Toutefois, son fonctionnement actuel est saisonnier, comme les écoulements épiogés. Même l'écoulement du Creux des Fontaines cesse au moins quelques jours par an, rares étant les années où il ne tarit pas. Les autres sources ne connaissent jamais d'écoulement en été et les essais de pompage ont montré qu'elles n'étaient que des trop pleins. Si court que soit le tarissement du Creux des Fontaines, il interdit d'y fixer le "niveau de base karstique"; et, d'ailleurs, on n'a pu démontrer l'existence d'une zone noyée dans le massif dont, finalement, les eaux se perdent sous la couverture cénozoïque et quaternaire du synclinal de St-Chartes. Il est invraisemblable qu'elles ressortent à la Fontaine de Nîmes dont l'alimentation ne semble pas s'étendre au-delà du vallon de Vaqueyroles (G.FABRE, et alt.1972, 86p.; P.DEMANGEON, G.FABRE, et H.SALVAYRE, 1972, pp.479-505), probable, au contraire, qu'elles gagnent le karst noyé qui accompagne la vallée subaérienne du Gardon vers le pont submersible de Dions (G.FABRE, 1974, Bull.Com.Dep.

Spéléo, du Gard, n°18, pp.19-25 et 1972, Spelunca. Bull. pp.14-15).

Ainsi le massif de Malgoirès-les-Lens ne saurait être qualifié de "holokarstique". Du même coup, on peut comprendre l'importance et la densité du système des vallées qui l'affectent.

---- Le réseau hydrographique du massif de Malgoirès-les-Lens - le cas de la vallée de l'Auriol.

Le réseau hydrographique du massif de Malgoirès-les-Lens se décompose en deux systèmes. L'un, assez élémentaire, dessinant au mieux, pour les drains les plus évolués, un tracé en baïonnette simple (Cournairret, ruisseau de Lissart, gorges du Doulibre et valat des Grazilles -- f. de Sommières, 1/20 000ème, n^{os} 1-2), est d'orientation générale anaclinale: il n'a pu se développer qu'en fonction du déblaiement du vaste couloir de la Courme, lié à l'érosion du Vidourle auquel, plus ou moins directement, il amène ses écoulements intermittents.

L'autre, plus ancien, de tracé cataclinal, se montre remarquablement adapté à la terminaison périclinale du dôme (Combe du Four, Combe Barouquier, Valat de Malaven, Valat de Malafosse, Combe Juliane, Valat de Caquesol, pour la commune de Boucoiran et Nozières; et, pour le Malgoirès-les-Lens proprement dit, du Nord au Sud: l'Auriol, l'Esquielle, le Pendur, le Rouvegade, le Toulon, le ruisseau des Lens). Dans la partie Sud, correspondant à la feuille de Sommières, jamais les têtes de sources ne franchissent la barrière des hauteurs résiduelles; c'est sur l'aplanissement de 190/200 mètres que se sont établis les tracés; c'est grâce à l'ex-

tension ancienne de cet aplanissement que les percées cataclinales, aux dépens de la cuesta ludienne, ont pu s'organiser. Il en résulte que les petits affluents orthoclinaux, adaptés par exemple à la dépression de Robiac appartiennent à une génération de thalwegs plus récents.

Dans la partie Nord, (commune de Boucoiran et Nozières) les drains conséquents, demeurés isolés, selon un tracé élémentaire, se sont également installés à partir de la surface de 200 mètres et en contrebas des hauteurs résiduelles.

Mais dans la partie centrale où l'affleurement barrémien est réduit et amenuisé sur les axes principaux du dôme de Lédignan, une certaine hiérarchisation a pu s'élaborer: ce privilège échoit à l'Esquielle et au ruisseau de Rouvegade (moindrement au Teulon) qui montrent segments et affluents orthoclinaux adaptés aux horizons marneux de l'Hauterivien. En outre, Esquielle et Teulon sont remarquables par leur développement longitudinal. Leurs têtes paraissent littéralement suspendues au-dessus de la dépression de la Courme. A l'aval, leur vallée est méandreuse, vigoureusement inscrite, relativement large, tapissée de dépôts de pente et de microterrasses. Ne s'agit-il pas d'écoulements plus anciens que le cours de la rivière Courme et tronqués par le développement de ce dernier. C'est à propos de l'Auriol, pour la vallée duquel ces caractères sont encore mieux marqués et dont la percée cataclinale a réussi à traverser les enveloppes de l'anticlinorium de part en part, que ce problème peut être le mieux formulé.

La percée ante-clinale de l'Auriol, large en moyenne de 200 mètres, s'inscrit de 60 à 40 mètres sous les plateaux encadrants. Elle dessine des méandres encaissés d'où la rivière actuelle (dont on se rappellera les écoulements saisonniers mais régulièrement répétés d'une année sur l'autre) n'a guère décollé; ils témoignent que l'orientation du cours, de l'Ouest en Est, ne s'est pas inversée au long de l'évolution. A l'égard de cette dernière, la vigueur de l'entaille apporte l'assurance de périodes passées, caractérisées par un dynamisme appréciable, tandis que l'écoulement actuel paraît affaibli, tant par les pertes d'étiage dans le karst que du fait de la sous-adaptation climatique. Le lit, en effet, offre de nombreuses portions rocheuses; il est étroit, à peine creusé au-dessous d'une très basse terrasse limoneuse sur laquelle, en crue, se produisent encore des débordements, mais qui contient des gélifracfs autochtones calcaires, quelquefois emballés en vrac, localement lités. Cette terrasse est datable du Würmien terminal, tant en raison des caractères relevés ci-dessus, que de son alignement, à l'aval, sur le très bas niveau du Gardon, distinct du lit majeur ordinaire, mais inclus dans le lit majeur exceptionnel tel que l'a manifesté l'inondation de fin septembre- début octobre 1958. Dans la vallée encaissée de l'Auriol, cette très basse terrasse se raccorde, le plus généralement à des formations de versant, composées des mêmes éléments, prélevés in situ, et "nappées de colluvions", selon une expression de G.FABRE (1973,p.39). Toutefois, çà et là, particulièrement au débouché de petits vallons affluents, des éléments de glacis ou de glacis-cônes demeurent suspendus de

quelques mètres au-dessus des formes basses qui viennent d'être évoquées. Hormis le faible étagement, d'ailleurs souligné par des rideaux de culture, la distinction n'est pas aisée à faire d'avec le très bas niveau. En raison de la nature calcaire du matériau, en particulier, les différences d'évolution pédologique ne sont guère décisives. Nous estimons, cependant, qu'il s'agit d'un niveau würmien un peu plus ancien. Au-dessus, on ne trouve, vers 25 et 45 mètres d'altitude relative, que des replats, peu significatifs, d'éperons de méandres, du reste mieux hiérarchisés à l'adret, Vers l'amont, à l'entrée de la percée, la valeur de l'étagement des basses formes diminue. Le quartier du Plan définit donc un niveau würmien subordonné à des reliefs micro-structuraux qui figurent les ruines d'un glacis plus ancien, et suspendu de 20 mètres au-dessus de la très basse terrasse de la Courme. A cet endroit, la haute branche de l'Auriol s'oriente au Nord, sa tête se situant à 1800 mètres seulement de l'entrée de la percée cataclinale. Il paraît impossible d'admettre que les eaux rassemblées dans ce court tronçon aient pu, seules, creuser la vigoureuse gorge de l'Auriol. D'autre part, malgré sa longueur, favorisée par la vulnérabilité des faciès valanginiens, la position de la Courme, sous le niveau würmien, témoigne d'une vitesse de creusement vertical supérieure à celle de l'Auriol. Cette supériorité devait déjà se manifester dans un certain passé géologique. Nous admettons donc que la gorge de l'Auriol est une vallée décapitée. Toutefois il s'agit d'un événement lointain, antérieur, sans doute, au quaternaire moyen, puisque nous ne trouvons point de trace de vallée importante à l'Ouest de

la percée cataclinale. Il reste que, par l'intermédiaire de ses affluents, La Courme actuelle demeure conquérante. L'attaque régressive que prononce son affluent, le ruisseau de Coquestat, au détriment du niveau des Plans, le démontre clairement.

-Plus généralement, les réflexions qui précèdent ont l'avantage d'attirer l'attention quant à l'importance de l'érosion différentielle dans le creusement de la dépression de la Courme.

b)-Le coeur de l'anticlinal de Lédignan, l'aire hauterivienne de St-Théodorit- Cannes-et-Clairan et la dépression de la Courme.

--- Les tracés des organismes fluviatiles:

Mettant à profit la vulnérabilité des marnes valanginiennes, le ruisseau de Bay esquisse une inversion de relief discrète dans le coeur du dôme de Lédignan, suivant une orientation Est-Ouest, avant de s'infléchir au Sud pour rejoindre le Crieulon, au prix d'une petite accélération de sa pente que traduisent des méandres légèrement imprimés. Bien que ce ruisseau ne soit pas rigoureusement parallèle à l'axe principal du dôme qui aligne le noyau berriasien avec le rentrant dessiné par les limites de couches de l'Hauterivien et du Barrémien au droit de Montagnac et qui s'allonge de l'Ouest, Nord-Ouest à l'Est - Sud-Est, on peut, sans difficulté, le considérer comme installé en position anticlinale.

La Courme, dans l'apparente simplicité de son tracé subméridien, pose, en réalité, des problèmes d'adaptation plus

variés. De Mauressargues à Montagnac elle est en position orthoclinale. Dès qu'elle est parvenue à hauteur de cette localité, elle longe, à faible distance à l'Est, la faille de Cannes-et-Clairan. Celle-ci abaisse sa lèvre occidentale où se trouve conservé l'Hauterivien de l'unité faiblement synclinale de St-Théodorit- Bragassargues-Sérignac- Cannes-et-Clairan. De la sorte, la Courme a établi son cours, par inversion du relief, aux dépens du Valanginien du compartiment oriental élevé. En outre, elle franchit, par le travers, la modeste inflexion synclinale qui aligne l'entité hauterivienne précitée avec l'éperon urgonien de Nounier.

Quant au Crieulon, typiquement resséquent, né dans la partie Est du dôme de Durfort, il traverse indifféremment, avant de rejoindre le Vidourle, la terminaison périssynclinale de l'unité du Mas Neuf, la retombée Sud-Ouest de l'anticlinorium de Lédignan et le horst de Logrian (dont nous avons examiné, au chapitre IV, le type karstique initialement peu fissuré où se développe, néanmoins, une nappe équilibrée par la rivière allogène-- problème sur lequel nous ne reviendrons pas).

--- Les aplanissements:

En ce secteur, comme on va le voir, il n'est pas question d'envisager des phénomènes d'antécédence, en liaison avec une tectonique post-miocène vigoureuse. Dans la mesure où l'on peut appréhender quelques manifestations d'un diastrophisme récent, celui-ci n'implique que de très modestes déformations. Aussi, les tracés hydrographiques examinés dans les paragraphes précédents ne peuvent s'expliquer que par la surimposition à partir d'un ou plusieurs aplanis-

sements. Nous avons tenu à établir ce nécessaire recours à la notion d'aplanissements car, s'il est possible de recueillir quelques témoignages les concernant, ceux-ci, tant à cause de leur dispersion que de la discrétion des talus qui séparent les niveaux, ne sont pas évidents au premier coup d'oeil.

Pourtant, il est loisible d'en déterminer deux. Le plus élevé se réfère à des cotes voisines de 200 mètres que nous avons attribuées, plus à l'Est, à la "surface fondamentale". Il est représenté dans la couronne du synclinal hauterivien à berceau évidé et à couches peu inclinées de St-Théodorit- Bragassargues -Sérignac-Cannes-et-Clairan; on peut lui attribuer les hautes cotes du Sud-Est du horst jurassique de Logrian; on doit lui rattacher le modelé de la terminaison, périssynclinale Nord du Mas Neuf, dans l'Hauterivien inférieur, au long de la D.35, près de Villesèque et de Cabrières. De même, cet aplanissement paraît se retrouver sur l'extrémité orientale du dôme de Durfort (unité du lieu-dit la Roque-f.d'Anduze, 1/25 000ème, n^{os} 1-2).

Un second niveau, plus bas et plus récent, se définit par un ensemble de cotes 170/160 mètres. On le repère, en contrebas du précédent, sur le horst de Logrian où il accapare une assez belle étendue, vers le Trouillas, Bétargues, le Château des Gardies, tantôt sur le Valanginien, tantôt sur l'Hauterivien, au sommet des crêtes de Lédignan et d'Aigremont, mais non sur le noyau berriasien de l'anticlinorium qui demeure plus bas d'une trentaine de mètres. Peut-être, avant que la dépression de la Courme ne soit affouillée,

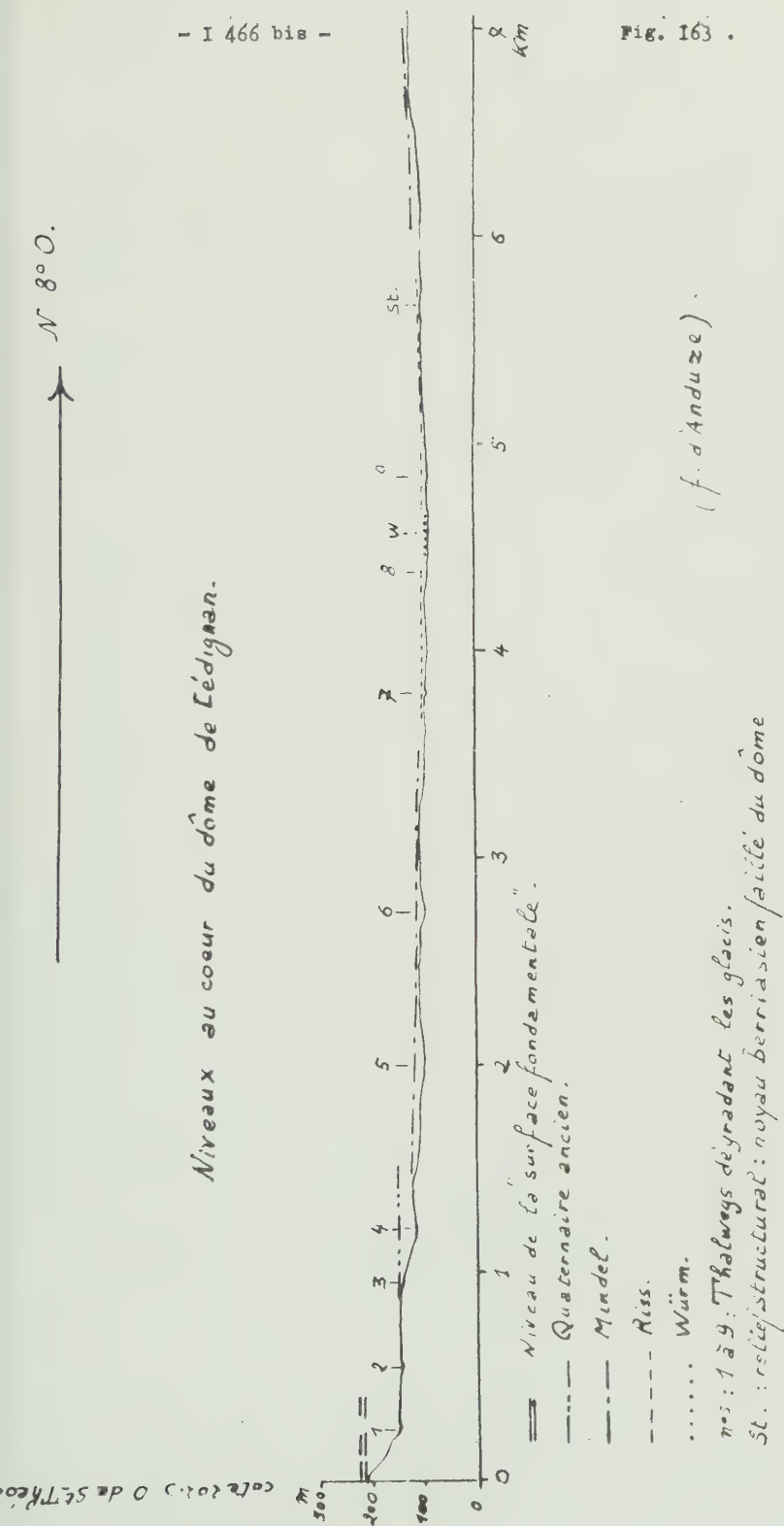
rejoignait-il la colline de la Côte qui culmine à 178 mètres entre Montagnac et Mauressargues. Son altitude est celle des gisements de cailloutis des flancs de la vallée du Gardon d'Anduze que la feuille géologique au 1/50 000ème, de même nom, attribue traditionnellement et sans plus de précision au "Villafranchien". Si le val-lon de l'Auriol, étudié au point précédent, s'est obligatoirement établi sur une topographie plus ancienne, c'est à partir de ce niveau vraisemblablement attribuable au Quaternaire ancien qu'ont pris naissance les tracés de la Courme, du Crieulon et du ruisseau de Bay.

Les grandes extensions des témoins de la surface de 200 mètres et du niveau de 160/170 n'excluent pas la probabilité de légères déformations néogènes et quaternaires, mais en limitent singulièrement l'ampleur: voilà pourquoi nous invoquons, plus haut, la surimposition de préférence à l'antécédence.

D'autre part, ce qui précède permet de comprendre la valeur interfluve des crêtes de Lédignan et d'Aigremont. L'on sait, toutefois, que tout relief résiduel dit "de position" est aussi, par ce fait même, un relief résiduel "de résistance". Les crêtes considérées ne manquent pas de justifier cet aphorisme. Elles s'appuient sur une série de bancs calcaréo-marneux relativement résistants du Valanginien moyen élevé. Dessinant assez bien la courbure périclinaline Est du dôme de Lédignan, elles tendent à faire coïncider leur fonction interfluve avec ce schéma structural. En outre, conservant le niveau villafranchien elles assignent un âge

N 8° O.

Niveaux au coeur du dôme de l'édigian.



plus récent à toutes les formes de déblaieiment situées en contrebas.

--- Les formes quaternaires climatiques et structurales.

Le parcours de la Nale 110, entre le poste d'essence du quartier Cante Couquiou et le village de Lédignan (f.d'Anduze, 1/25 000ème, n^{OS} 5-6), permet une bonne vue d'ensemble sur le modelé quaternaire du coeur du dôme. Du Sud au Nord, l'on parcourt d'abord un long plan incliné jusqu'aux basses cotes qui bordent le ruisseau de Clay. Sur ce trajet, l'on franchit une petite vallée et l'on aperçoit, notamment vers l'Est, en direction d'Aigremont, d'humbles reliefs micro-structuraux. En remontant vers Lédignan, l'on franchit une série de replats à peine sensibles qui rachètent la dénivellation totale, de l'ordre de 50 mètres. Un profil établi plus à l'Ouest, des environs de St-Théodorit à St-Jean-de-Serres, fait apparaître les mêmes éléments de paysage. Ceux-ci résultent d'un déblaieiment par étapes de l'aire centrale de l'anticlinorium, au cours duquel se sont dessinés, dans les marnes, de longs glacis à peu près nus, aujourd'hui cultivés, au nombre de trois, semble-t-il, le plus récent demeurant engainé dans les vallées sous la forme d'un étroit glacis-terrasse à peine entaillé. Un premier facteur tendant à irrégulariser ces formes résulte de la concentration hydrographique réalisée au profit du ruisseau de Bay, multipliant les occasions d'une dissection dont la faiblesse s'explique par la difficulté avec laquelle le Crieulon (où conflue le ruisseau de Bay) rejoint le Vidourle, encanyoné dans le Jurassique du horst de Logrian. Le deuxième principe d'irrégularité résulte de la pré-

sence de bancs un peu plus résistants dans le Valanginien. Classiquement, ils ont armé les plus hauts glacis, lors de leur genèse, puis, après dissection, donné les ressauts structuraux d'un micro-relief différentiel. De ce modelé quaternaire, réalisé, ici, en structure anticlinale, nous étudierons, plus en détail, un exemple comparable dans la cuvette oligocène de Campagne. Un autre exemple en est fourni par la dépression dissymétrique de la Courne. La rivière est bordée d'une très basse terrasse attribuable au Würmien terminal qui domine le lit ordinaire de 2 à 2,5 mètres, à hauteur de Montmirat. Le glacis de versant qui lui est à peu près contemporain, ne s'y raccorde pas exactement, mais se trouve, en contre-haut, de 0,5 à 1 mètre. A peine au-dessus, s'étendent des pans de glacis qui dessinent des prolongements à l'intérieur de chaque vallée affluente. Tant en raison de cette disposition engainée qu'à cause de la faible évolution pédologique de leur couverture de cailloutis locaux emballés dans une matrice marneuse, nous les attribuons à une phase antérieure du Würmien. Enfin, ces vallées et leurs glacis-terrasses se fauillent entre des lanières qui montrent, par rapport à eux, de 5 à 10 mètres de commandement et qui sont ornées de nombreux ressauts micro-structuraux. Il s'agit des ruines d'un glacis plus ancien (rissien?) dont subsistent, parfois, des parties intactes et dont le développement, en exposition d'Ouest (sorte d'adret), a repoussé la rivière vers l'Occident, au pied du talus de ligne de faille inversé de Cannes-et-Clairan.

c)-"Bassins" de Vézénobres et de St-Chartes- La vallée du moyen Gardon:

----- L'inadaptation à la structure des affluents du Gardon et les hypothèses justificatives:

Là encore, il est commode de partir de l'examen des tracés des organismes fluviatiles pour procéder à une analyse méthodique des éléments du paysage et tenter la reconstitution morphogénétique.

On constatera aisément l'indifférence générale à la structure des principaux affluents de rive gauche du Gardon, Droude, Bourdie et Seynes, tant à l'égard du "bassin" de Vézénobres qu'à celui de St-Chartes et de l'aire de culmination qui les sépare partiellement et à laquelle nous avons donné la dénomination simplificatrice d'aire du Bois d'Arque.

Cette disposition peut induire plusieurs hypothèses justificatives. La première, résultant de la prise en considération du lambeau burdigalien de Vic, sur le trajet probable du bras de la mer miocène qui joignait le bassin de sédimentation d'Uzès à celui de Sommières, est celle de la surimposition vraie, au travers d'un voile discordant. A étudier la feuille géologique d'Uzès au 1/50 000ème, on ne peut douter qu'elle soit valable pour le Bourdic inférieur et pour la rivière Seynes, c'est-à-dire pour le "bassin" de St-Chartes et pour les entités synclinale de Gattigues et anticlinale de Caillan. Toutefois, il est probable que le berceau du synclinal de Gattigues n'était pas différenciellement mis en va-

leur et certain que la combe de Caillan n'était pas creusée, au moment de l'établissement des drains principaux. La molasse de Montaren-et-Médières et d'Uzès occupe une zone d'ensellement de l'axe anticlinal Caillan-St-Maximin, entre l'aire déprimée de St-Quentin-la-Poterie et le Val de l'Alzon; elle n'a jamais envahi la combe de Caillan qui n'a été excavée qu'après déblaiement des couches crétacées et, pour le Sud, oligocènes, formant son enceinte.

Par contre, à notre connaissance, aucune trace de sédiment miocène n'a jamais été relevée dans le "bassin" de Vézénobres, dont la subsidence paraît terminée, pour l'essentiel, à l'Oligocène moyen élevé, alors que le "bassin" de St-Chartes s'effondre à son côté. Sans doute, la mer miocène a approché l'altitude de 250 mètres sur le plateau urgonien de Lussan-Tavel; mais, compte-tenu de la "pente régionale" néogène d'ensemble, il est douteux qu'un pareil score ait été obtenu plus au Sud, ce qui eût entraîné la fossilisation, improbable, d'une bonne partie des enveloppes orientales du dôme de Lédignan. Sans doute, aussi, une bonne partie de la dénivellation qui sépare les bordures du "bassin" de Vézénobres du "bassin" de St-Chartes, est-elle due à l'érosion différentielle exercée aux dépens des marnes de l'Oligocène élevé. Néanmoins, et jusqu'à plus ample informé, nous considérons que le voile miocène n'est pas intervenu dans l'inadaptation à la structure de la Droude à l'égard de l'unité de Vézénobres. Il est alors nécessaire de formuler l'hypothèse d'une topographie, contemporaine de l'établissement du tracé de ce cours d'eau, infiniment moins diversifiée que l'actuelle, inclinée vers le lit du Gardon jouant

le rôle de niveau de base local.

Il n'est pas question, faute d'autre renseignement, de tenter la reconstitution de cette topographie à la fin du Miocène et au Pliocène. Par contre, on connaît son niveau de base dans le courant d'un Villafranchien, sans doute moyen, grâce aux alluvions les plus anciennes conservées entre 130/150 et 170/180 mètres dans la Commune de Boucoiran-et-Nozières et entre 125 et 130 mètres au-dessus de Dions, à l'extrémité Nord-orientale de la Garrigue Nîmoise. Le cours du Gardon, après avoir franchi avec indifférence l'anticlinal de Ribaute-les-Tavernes, paraît séparer la retombée mésozoïque du dôme de Lédignan du synclinal paléogène de Vézénobres. En réalité, il n'est pas vraiment adapté: le lit de méandres qu'on observe aujourd'hui, bien calibré et large de 1 à 1,5 kilomètre, a littéralement démantelé la partie Sud-occidentale du "bassin" de Vézénobres. Mais la question reste posée de savoir pourquoi ce lit s'est cantonné dans la partie méridionale de l'entité pré-citée. En fonction de la topographie peu différenciée qui a dû se trouver à l'origine des tracés observables (et dont l'éventration du Sud-Ouest du "bassin" de Vézénobres, par le Gardon, confirme la nécessité) on peut invoquer l'oeuvre de la Droude et, plus à l'aval, du Bourdio, repoussant devant eux la rivière principale et allongeant leur cours d'autant, selon une direction subméridienne. Il ne semble pas, cependant, que cette hypothèse puisse être retenue. En effet, elle admet une implication climatique: pour que des affluents aient une telle influence sur le tracé de la rivière dans laquelle ils se jettent, il est nécessaire qu'ils soient fortement chargés.

1

Or, dans les alluvions anciennes les plus élevées, on ne peut attribuer à des courants de composante Nord-Sud qu'une partie de la matrice rutilante qui emballe les cailloutis. Ceux-ci montrent, à peu près à 100%, une origine cévenole (quartz, quartzites, schistes quartzeux). Dans ces conditions, l'orientation Nord-Sud des grands drains issus des Garrigues de Lussan ou de leur bordure et la position très méridionale du lit du Gardon ne peuvent s'expliquer que par une cause diastrophique, le rejeu tardif de cet anticlinorium de Lussan que nous avons d'ailleurs admis au chapitre précédent. Quant à la convergence terminale qu'esquissent la Droude et le Bourdic, elle se justifie, évidemment, par le niveau de base exceptionnellement déprimé du bassin de St-Chaptes.

--- Faits d'adaptation de détail et leurs limites:

En effet, très classiquement, à l'inadaptation d'ensemble, se combinent quelques cas d'adaptation aux détails de la structure, ayant une tendance à prendre de l'importance à l'aval. Ainsi, la rivière de Seynes moule la terminaison périsynclinale aptienne de Castille-Malaigue; le Bourdic, sur un court espace, au droit de la Forêt de Massargues, le ruisseau des Troubadours et la Candouillère, respectivement affluent et sous-affluent de la Droude, occupent une position subséquente sous la cuesta ludienne. Cette dernière rivière, par son orientation Sud-Nord, adaptée à un relief de caractère différentiel, représente forcément une génération tardive de cours d'eau. Mais, même les drains principaux paraissent avoir connu des modifications de tracé dans la partie terminale de leur cours: le

Bourdieu et la Droude semblent alors s'adapter aux cuvettes de St-Chartes et de Vézénobres, y réalisant les principales concentrations d'affluents dont ils sont bénéficiaires. Cette adaptation terminale est, du reste, plus réelle dans le cas du Bourdieu dont le bassin est assez homogène et majoritairement marneux, que dans le cas de la Droude. Celle-ci franchit, à l'Ouest de St-Etienne-de-Lolm, deux auréoles dans la série des grès de Célas, peu distinctes sur le terrain, rendues manifestes par la déformation propre à la lecture stéréoscopique de la photographie aérienne, mais discernables encore sur le 1/25 000ème (Anduze, n^{os} 3-4), moins par le relief de micro-cuesta qui manque de vigueur et de netteté que par le dessin courbe de lambeaux forestiers, respectés par la charrue à Maletierre et Beau Rond, toponymes significatifs. En outre, au niveau de St-Cézaire-de-Gauzignan, cette même rivière franchit une faille et pénètre, sans que son tracé dévie de façon sensible, dans les calcaires de Martignargues.

--- Formes structurales révélées:

Ainsi, les entailles perpétrées par ces organismes hydrographiques, aujourd'hui sous-adaptés au calibre des vallées, sont à l'origine du dégagement des formes structurales, décrites dans la deuxième partie de ce chapitre. Avec elles, ont été révélées les discordances utilisées pour débrouiller la chronologie tectonique. Celles que réalisent les diverses couches de l'Eocène élevé, sur le Néocomien de la Galoussière (f.d'Anduze, 1/25 000ème, n^{os} 3-4), sont fort belles et se lisent remarquablement sur la photographie

aérienne. Mais, en cette région, elles se bornent à d'étroites lisières et ne sont pas à l'origine de l'exhumation d'anciennes surfaces d'aplanissement étendues. Tout au plus, pouvons nous faire état d'un détail curieux, sur le Cénomanien de Blauzac, à quelques 800 mètres au Nord du village, dans une olivette du quartier de la ferme d'Aillargues. Là, existait, en 1956, un bloc de quelques mètres cubes, haut de 1,5 mètre, entièrement constitué d'oxydes ferriques. Détruit depuis par explosif, ses débris se trouvent encore dans les murettes de pierres sèches. Plutôt que d'une cuirasse, il s'agit d'un détail de la sédimentation nérotique du sommet du Cénomanien. Il signalait donc un élément de surface structurale, à peine dégagée, et passant rapidement, à l'Ouest, sous l'Oligocène inférieur.

--- Petites formes climatiques:

Un assez beau versant-glacis, très faiblement entaillé (1 à 2 mètres) et seulement à l'amont, par les rus qui ont pris naissance à sa surface, s'est établi, au contact des calcaires du sommet de l'Oligocène inférieur et de l'Oligocène élevé principalement marneux, à la limite Nord du bassin de St-Chartes, d'Aubussargues à St-Dézéry, par Garrigues et St-Bulalie. C'est un peu une exception, en ce secteur où les formes de versants de vallées, exiguës et se terminant sur des micro-terrasses, sont majoritaires. De ce point de vue, il convient d'opposer l'Est du "bassin" de St-Chartes dans lequel, en présence d'un substrat homogène, l'ordonnance de ces petites formes est commandée par la concentration

hydrographique du Bourdic et, d'autre part, le "bassin" de Vézénobres et l'aire de culmination dite du Bois d'Arque, où la mise en valeur des motifs structuraux en impose la répartition (petit glacis-terrasse au front de la cuesta ludienne). Que le fond de vallée montre une terrasse faiblement suspendue (Bourdic) où s'avère empâté d'atterrissements holocènes (Candouillère), les basses formes climatiques sont généralement würmiennes. Rappelons l'outillage découvert par C. Hugues, permettant une bonne datation du glacis de front au-dessus du Bourdic subséquent et déjà signalé au Chapitre V. Le véritable principe de diversification résulte, ici, de la typologie de ces formes, elle-même fonction de la fourniture de débris géli fractés. Les longues pentes de la partie orientale de la dépression de St-Chaptes sont pratiquement nues. Le glacis de front de la cuesta ludienne est maigrement pavé. Bien qu'un peu abondante, la couverture de débris joue un certain rôle sur le versant-glacis de Garrigues-et-Ste-Eulalie.

Les très basses formes du bassin inférieur du Bourdic sont séparées du lit du Gardon par une série de buttes découpées dans les formations vulnérables de l'Oligocène élevé, mais coiffées d'anciennes alluvions siliceuses de la grande rivière, terme résistant en climat méditerranéen. Ainsi se trouve posé le problème des terrasses du Gardon.

NIVEAUX D'APLANISSEMENT DE LA RETOMBÉE ORIENTALE DU DÔME DE LÉDIGNAN ET DISSYMMÉTRIE DU SYNCLINAL DE ST. CHAPTES

→ E 28° S. → E.

Feuille d'Anduze

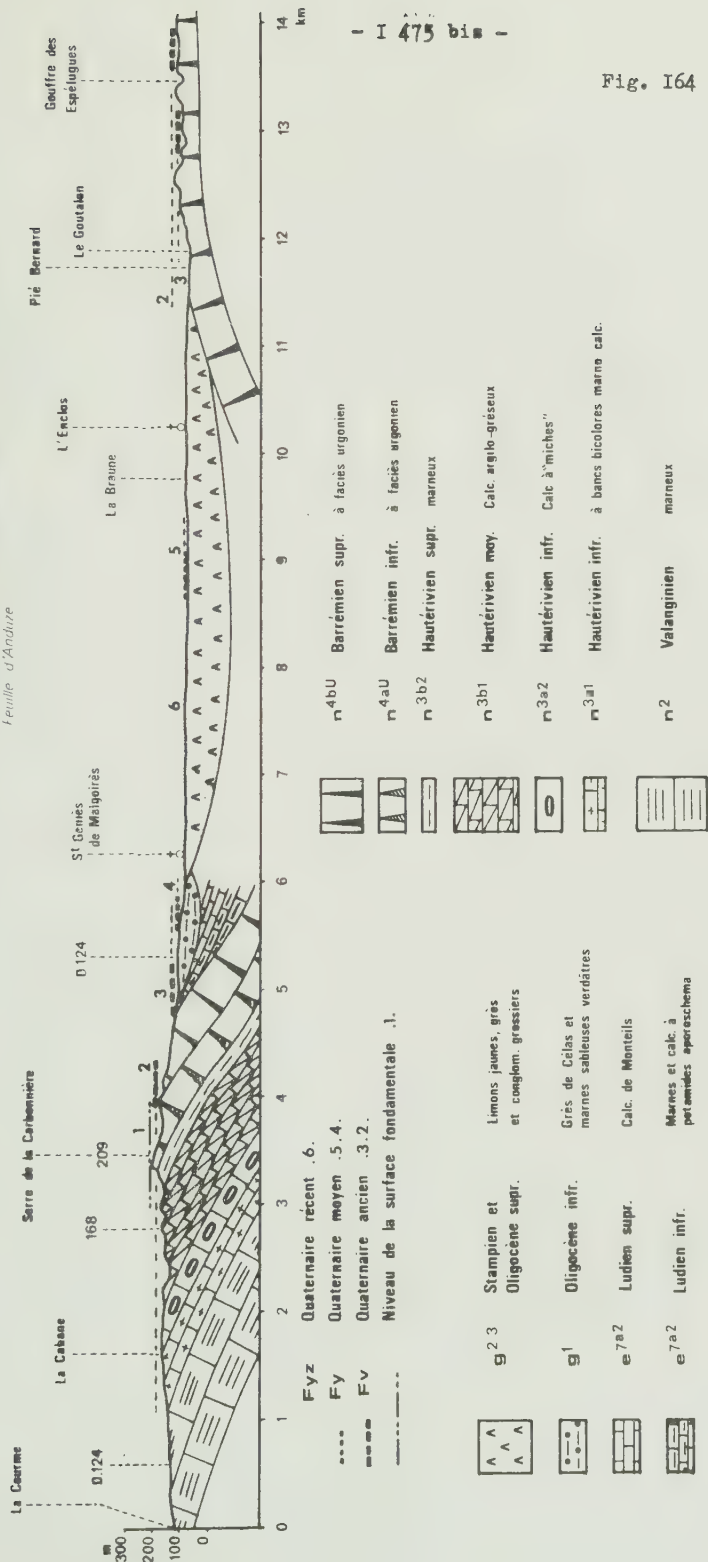


Fig. I64 .

(II)- Les terrasses du Gardon:

C'est dans le secteur où le "bassin" de St-Chartes se branche sur la gouttière de St-Hamert que ce problème se pose de la façon la plus claire, les témoignages recueillis pouvant être séparés en trois ensembles, eux-mêmes susceptibles de distinctions plus fines.

-Le lit du Gardon et la basse plaine:

Encombré, à l'étiage, de bancs de galets et de sables où le courant peut paraître complètement arrêté (sans préjudice d'un certain sous-écoulement alluvial et des pertes karstiques), définissant, en principe, un type à fond mobile, le lit du Gardon montre, entre Moussac et Dions, des aspects chaotiques et un tracé compliqué. Dans les premiers, l'activité de l'Homme se manifeste: gravières et balastières modifient la dynamique fluviale et sont responsables de déblaiements alluviaux, révélant des portions de lit rocheux et découvrant des points d'absorption où s'alimente la circulation hypogée, qui, sans cela, seraient restés masqués. Quant au second, il ne relève pas, comme une vue superficielle pourrait le laisser croire, du style des écoulements à courants multiples et chenaux anastomosés, mais de la famille des tracés sinueux: méandres à débordements fréquents et extrêmement instables, comme en témoigne la comparaison de la récente feuille d'Anduze au 1/50 000ème (selon le type 1922) avec la feuille provisoire (de type M.761).

Le lit ordinaire contient les petites crues. Mais ce sont

les flux plus vigoureux qui y déplacent les galets par étapes, tandis que les sables sont déposés et remaniés dans le lit de méandres et que les limons sont facilement transportés jusqu'au Rhône. Ce lit de méandres, assez bien calibré sur 1,250 à 1,750 kilomètre de large, fait ainsi figure de lit d'inondation (J. TRICART, 1960, pp.75-84; S.D. 4p.; 1962 pp.141-316). Sa transformation en lit majeur exceptionnel, lors de la crue "séculaire" de fin septembre/début Octobre 1958, a correspondu à son invasion totale, avec submersion de la N.106, près de la Réglisserie de Moussac. La teinte sombre qui le caractérise sur la photographie aérienne résulte de ces phénomènes de submersion. Elle traduit, à la fois, la réalité d'une nappe phréatique très proche de la surface du sol et la présence d'une abondante végétation hygrophyle; et même lorsque cette couverture végétale a cédé la place aux cultures, c'est dans le cadre d'un parcellaire assez différent de celui de la basse plaine sèche.

Celle-ci, plus limoneuse, ne s'élève que lentement de 65 à 72 mètres, au fut et à mesure que l'on s'éloigne du Gardon, selon une pente latérale de 0,4%, légèrement irrégularisée par la présence de petits thalwegs affluents. Aucun ressaut ne la sépare du lit de méandres. De la sorte, l'on peut écrire que le lit de méandres actuel s'étend dans la basse plaine, sans s'y inscrire (le processus de la substitution de charge, aux dépens du stock alluvial de la basse plaine sèche, paraît rendre compte de cette situation. J. TRICART, op.cit.). On n'y relève que de faibles signes d'évolution pédologique (Fzy de la carte géologique d'Anduze au 1/50 000ème).

-Les buttes alluviales des niveaux moyens:

Il s'agit de placages alluviaux exigus, presque toujours réfugiés au sommet de buttes oligocènes, soit de la série inférieure (les Grés de Sauzet), soit, le plus souvent, de la série supérieure dont, reliques démantelées d'épandages plus vastes, ils ont assuré la protection.

Les galets, représentant à peu près complètement le spectre pétrographique cévenol, y sont emballés dans des sables et des limons, d'ailleurs en proportions variables. La teinte du dépôt est vaguement rougeâtre, l'évolution pédologique semble plus poussée que dans la basse plaine (Fy de la carte géologique au 1/50 000ème d'Anduze).

D'un point de vue altimétrique on distingue deux niveaux:

(1)- Un niveau 110-90 mètres qui règne surtout en rive gauche (Pié Marcel: 91 mètres, Fontaine : 107 mètres; les Grés de la Commune de St-Chaptes: 97 mètres) mais n'est pas inconnu en rive droite (Montaud: 111 mètres)

(2)-Un niveau 75-80 mètres: étendu principalement en rive droite (les Grés de la Commune de Sauzet: 80 mètres; la terrasse du flanc Nord-Ouest de la crête de la Rouvière: 80 mètres).

-Les épandages de replats des hauts niveaux:

On les trouve sur l'Urgonien de la retombée du dôme de Lédignan (Commune de Boucoiran et Nozières: les Esplanettes, 151 mètres -- les autres gîtes de ce terroir se rattachant au niveau précédemment noté de 100 mètres - Commune de Sauzet: les Arbous-

siers, 173/180 mètres; Nord-Est des Gardies, 145/140 mètres) et Nord-Ouest de la Garrigue Nîmoise, au Sud de Dions (Espéluognos, 125/130 mètres -- l'épandage des Grès relevant du niveau 110/100 mètres).

Les galets sont formés de quartz, 80%, quartzites, 15% schistes quartzeux, 5%, montrant un spectre lithologique appauvri (notice f.d'Anduze au 1/50 000ème), ce qui tend à prouver que l'évolution pédologique in situ est pour quelque chose dans la belle rubéfaction de la matrice fine argilo-sableuse.

Deux niveaux se distinguent nettement: (1)- 170 mètres et (2)- 150/130 mètres.

La coupe jointe, précisant les données exposées ci-dessus, permet de proposer une hiérarchie plus détaillée et de risquer l'interprétation suivante, valable en tant que classement relatif, toutes réserves d'usage étant faites en ce qui concerne les attributions demeurées hypothétiques:

- Lit de méandres: altitude absolue: 65 mètres.
altitude relative : 0 mètre.
âge actuel.
- partie inférieure de la basse plaine encore inondable:
altitude absolue : 67 mètres.
altitude relative: + 2 mètres.
âge : Würmien tardif.
- partie supérieure de la basse plaine non inondable:
altitude absolue: 70/72 mètres.

altitude relative: 5/7 mètres.

âge: Tûrmien plus ancien.

-basses buttes alluviales:

altitude absolue: 75/80 mètres.

altitude relative: 10/15 mètres.

âge: Rissien.

-hautes buttes alluviales:

altitude absolue: 90/110 mètres.

altitude relative: 25/45 mètres.

âge: Mindélien.

-série inférieure des hauts replats:

altitude absolue: 130/150 mètres.

altitude relative: 65/85 mètres.

âge: Günz.

-série supérieure des hauts replats:

altitude absolue: 170/180 mètres.

altitude relative: 105/115 mètres.

âge: Villafranchien supérieur ou moyen.

En remontant le bassin de la Braune qui draine la partie Nord de la gouttière de St-Mamert, on assiste à un certain nombre de transformations du paysage. D'une part la dissection se montre moins vigoureuse; d'autre part, la fourniture de cailloutis locaux est réduite par comparaison à celle véhiculée par le Gardon: en conséquence, la hiérarchisation étant moins nette, la protection offerte aux anciennes formes par la couverture alluviale, réduite,

le modelé de la gouttière tend à se réduire aux termes les plus récents du Quaternaire, d'ailleurs mal distincts entre eux. Au Sud de l'étranglement relatif causé par le "nez plongeant" de Montmal, le remplissage tertiaire, mal déblayé, encombre le synclinal (Oligocène supérieur du Montagnon, 186 mètres, "galette" burdigalienne de Montpezat, 150 mètres). Avec cette dernière qui n'a que quelques mètres de puissance et que recouvre un cailloutis de cachet villafanchien, on peut juger que la topographie du quaternaire ancien, représenté par ce cailloutis, coïncide à peu près avec le niveau prémiocène, subordonné à la molasse. Cette portion incomplètement évidée de la gouttière de St-Mamert localise le partage des eaux entre les pays du Gardon moyen et ceux du Vidourle moyen proprement dits.

2-Problèmes morphologiques du Bois de Paris et de son environnement:

Entendu au sens large, le massif du Bois de Paris participe aux traits communs des Garrigues languedociennes: marqué par les processus d'aplanissement, il révèle une série de niveaux hiérarchisés qui, selon leur étendue et le degré de pureté de leur support calcaire, ont subi, de manière plus ou moins visible, les effets de la dégradation karstique. Sur sa façade occidentale, en direction de la faille de Corconne, le relief différentiel, surtout, retient l'attention; les dernières phases de son évolution ne peuvent qu'être rapportées au Quaternaire récent. C'est ce même modelé climatique quaternaire qui fonde l'originalité des paysages dans le

"bassin" de la molasse miocène de Sommières, comme dans les calcaires, marnes et cailloutis du synclinal de Campagne. Que le Viadourle, après avoir dessiné trois méandres d'une taille exceptionnelle, défonce le premier après avoir à peine écorné le second, pose le problème de son tracé. L'organisation des paragraphes qui suivent découle de ces réflexions.

a)-Les niveaux d'aplanissement du Bois de Paris et de ses alentours:

Dans l'aire sommitale, l'on relève deux séries de cotes remarquables, tandis que des topographies plus basses apparaissent tant à l'Est qu'à l'Ouest.

--- Les points les plus hauts demeurent relativement isolés; ils sont loin de s'aligner dans un plan uni mais relèvent, de part et d'autre d'accidents importants, de cotes d'un ordre de grandeur comparable. Citons: 325 et 301 mètres à la Suque (horst de Ste-Croix-de-Quintillargues sur le calcaire kimméridgien), 273 et 251 mètres au Puech des Mourgues (sur le Valanginien supérieur résistant du synclinal de St-Bauzille-de-Montmel), 283 au Puech Carbonnier (sur le Tithonique), 253 et 257 à la Pène, 261 au Plan de Trépaloup, 252 à la Suquanelle, 243 et 231 vers la grotte du Bois de Paris proprement dit (derechef sur calcaire kimméridgien). Cette énumération appelle trois remarques: 1)-D'aune part, on ne s'étonnera pas de différences d'altitudes d'une valeur de quelques mètres, conséquence inévitable de l'inégale usure subie par des sommets, aujourd'hui isolés les uns des autres. 2)-D'autre part,

en joignant idéalement les cotes sommitales relevées sur le Puech des Mourgues, si évidemment aplani, et sur l'ensemble Pène, Suquanelle et Puech Carbonnier, demeuré compact, on peut reconstituer, sans invraisemblance, une haute topographie peu différenciée et écharpant pratiquement à l'influence des failles de chevauchement qui séparent les unités pré-citées et qui, de ce fait, ne semblent pas avoir joué de façon récente. Au contraire, tout raccord est difficile avec la topographie qui couronne le horst de Ste-Croix-de-Quintillargues, séparé du secteur précédent par une faille courbe et subméridienne dont le rejeu stampien a été admis dans la deuxième partie du présent chapitre. 3)- En conséquence, décalée par l'orogénie cévenole, cette haute topographie, peu différenciée à l'origine, et actuellement réduite à l'état de sommets isolés ou de reliefs résiduels dominant un niveau de plateaux plus bas, doit relever de l'aplanissement sannoisien. Autant dire qu'en conformité avec la théorie du jeu des "panneaux" à laquelle nous nous sommes plusieurs fois référé, nous ne proposons, au-delà de la faille de Corconne, aucun raccordement avec les cotes 260/270 du bassin de St-Martin-de-Londres qui représentent tout autre chose. S'agissant, ici, de la surface "haute" languedocienne (ou, du moins, ce qu'il en reste) on ne s'étonnera pas, malgré la mauvaise conservation des témoins, de constater une déformation, par exaltation, en forme de mouvement d'ensemble, de l'axe St-Loup, Sud du Bois de Paris, grand anticlinal de la Vaunage (ce qui n'est pas contradictoire avec l'absence de rejeu sensible des chevauchements précités), d'où résulte le léger gauchissement qui, plus au Nord,

abaisse, par rapport au Puech Carbonnier, le relief résiduel du quartier de la grotte du Bois de Paris.

-L'aplanissement de 220/190 mètres:

Il forme un lambeau relativement étendu au pied de la Suquanelle et du Puech Carbonnier, dans le massif du Bois de Paris, lié aux calcaires résistants du Portlandien à faciès tithonique et au Limméridgien: Flan des rouges (222 mètres), Chapeau de Gen-darme (222 mètres), cotes 206, 210 et 204, situées, respectivement, à l'Est, au Sud et à l'Ouest (Bois d'Euzières) du petit sommet de la Suques qui fait figure de relief résiduel (227 mètres) conservant quelque chose de l'altitude acquise lors d'une phase d'activité de la faille de Fenouillet, antérieurement à l'établissement de l'aplanissement en cause. A ce dernier, on peut rattacher le méplat (212 mètres), sis à faible distance au Nord-Ouest du petit monadnock de la Grotte du Bois de Paris (f. de Sommières, 1/20 000ème, n^{os} 5-6).

Des traces d'extension de ce niveau existent au Nord, à l'Ouest et au Sud-Ouest du massif du Bois de Paris. Au Nord l'on relève, sur les calcaires de l'Hauterivien supérieur, les cotes 205/201 du Plan de la Tour, au-dessus de Gaillhan, et, non loin, de 192 au Bouleillasse, 202 au Bois des Fins, proche de Carnas (f. de Sommières, 1/20 000ème, n^{os} 1-2). Au Sud-Ouest, de telles altitudes correspondent au biseau affectant le Volanginien élevé de faciès "nirroitant" à la côte Ubessa (221 mètres), Rabat (222 mètres), au Puech de Pézoul (216-199 mètres), au Bois Nègre

(226-211 mètres). Dans le secteur Ouest, les méplats de l'Hauterivien supérieur de la Crête des Bastides (204 mètres), au droit de Vacquières, se rangent dans la même famille; mais les points notés 216 et 212 mètres sur le crêt du Bois des Clastres-Tours ruinées de Salles-les-Travers- le Grand-Bois -lauzières, sont peu convaincants: ils se placent entre des altitudes plus faibles, au Nord-Est, et supérieures, au Sud-Ouest, là justement où passe l'axe de culmination St-Loup- Sud du Bois de Paris- anticlinal principal de la Vaunage.

Quelles conclusions tirer des faits décrits ci-dessus?

(1)- Sur des terrains très divers (Portlandien tithonique, Kimméridgien, Valanginien "miroitant", Hauterivien supérieur) mais toujours résistants, la multiplicité des cotes 220/190 mètres révèle, sous les reliefs de caractère résiduel décrits plus haut, et à un niveau comparable à celui attesté dans l'environnement du massif du Malgoirès-les-Lens, un aplanissement de grande étendue.

(2)-A l'exception de la faille de Corconne au-delà de laquelle il ne se prolonge jamais et dont la place, en bordure d'un important "panneau", et le rejeu récent se trouvent ainsi confirmés, les témoins de cet aplanissement ne sont pas dénivelés sérieusement de part et d'autre de la plupart des failles subméridiennes réputées actives lors de l'orogénie cévenole et, notamment, de l'accident de Fenouillet (dont, il est vrai, le dernier mouvement paraît surtout avoir donné un rejet horizontal). Il s'agit donc de la "surface fondamentale" du Bas-Languedoc. Du reste, au Nord de la

Suquanelle et du Pech Carbonnier, dans le Bois de Paris; elle porte les marques de dégradations classiques des grands aplanissements régionaux, soit: un réseau de vallées sèches confluentes qui s'oriente vers la combe Vernier; un système de dolines (sans oublier la forme géante du creux de l'Embrasasse) qui désorganise ces thalwegs, tandis que, micro-coupoles ou petites mogotes, des gibbosités calcaires (chapeau de Gendrame) demeurent en saillie (f.de Sommières, 1/20 000ème, n^{OS}5-6).

(3)-Si, enfin, la plupart des failles oligocènes n'ont guère rejoué (sauf, comme on le verra, l'accident du Château de Montlaur - Garrigues - St-Clément - Sardan, autre limite de panneau) une légère déformation tardive, de style épirogénique, peut être admise, dans le même sens que celle qui affecte les reliefs résiduels, et pour les mêmes raisons: gauchissement selon l'axe légèrement surélevé St-Loup - Sud du Bois de Paris - anticlinal Nord de la Vaunage et dont l'âge tardif (Pontien? Villafranchien?) se trouve ainsi situé.

--- Le problème des bas niveaux:

Des étendues fragmentaires de basses Garrigues existent sur chacune des "façades" du massif du Bois de Paris. Mais elles ne figurent nullement un aplanissement régulier.

A l'Ouest, sises entre 180 et 150 mètres (la Côte, Lauzière, le Bois de Mussen, Lamelle, les Avants -- f.de St-Martin-de-Londres, 1/20 000ème, n^{OS}7-8), non seulement elles ne s'intègrent pas vraiment dans un même plan, mais elles relèvent

de justifications locales: inversion du relief de l'anticlinal de Fontanès, décapage d'un horst jurassique de type "extrusif".

A l'Est, entre la faille de Gaillhan -St-Clément -Garrigues- Château de Montlaur et celle d'Aspères, le "bloc" intermédiaire néocomien qui s'interpose entre le Bois de Paris et la plaine oligocène de Campagne est également aplani, bien que l'inégale résistance des faciès berriasiens et valanginiens et, notamment, la présence de bancs de calcaires graveleux au sein de ces derniers, ait favorisé l'esquisse d'un relief micro-structural d'affinités appalachiennes. Les altitudes décroissent d'environ 140 mètres, aux environs d'Aspères, à 130 mètres, près de Garrigues, le niveau en cause se prolongeant à 120 mètres près de Montlaur. Il s'agit d'une surface d'aplanissement dont la pente (au Sud) est contraire aux pendages qui s'établissent en direction du Vidourle, reproduisant le schéma structural du Nord du Bois de Paris. Tout donne à penser qu'il s'agit là d'un fragment de la topographie pré-stampienne, effondré lors de la crise cévenole et légèrement retouché depuis.

En raison des influences structurales mal effacées (façade Ouest) ou des événements tectoniques dont les effets demeurent sensibles (façade Est), la notion de basse surface d'aplanissement manque, en ce secteur, d'authenticité. Les éléments disparates qui en tiennent lieu n'en ont pas moins constitué des points d'appui, au long des étapes de la dissection qui sont à l'origine du modelé différentiel-- modelé en creux élaboré aux

dépens des marnes, principalement celles du Valanginien inférieur.

b)-Le relief différentiel:

Véritablement appalachien, partout où l'on peut démontrer que l'évolution en a commencé à partir de la "surface fondamentale", simplement structural lorsque l'étape initiale utilise l'une de ces basses topographies mal définies que nous venons de situer, ce relief différentiel ne nous incitera pas, dans le cas présent, à une longue étude: nous nous bornerons à souligner les traits qui le rapprochent de celui de l'aire de Lussan et de St-Just-et-V. cquières, déjà décrit.

-- Il se réfère aux mêmes schémas structuraux:combe annulaire (Fontanès), avec mont dérivé décalé par décrochement et talus de ligne de faille révélé (Lemelle-f.de St-Martin-de-Londres, 1/20 000ème, n^{OS}7-8); ou, encore, longs couloirs monoclinaux affouillés dans les marnes et oblitérés par le jeu horizontal d'accidents pyrénéo-provençaux (dépression de Carnas et faille de Fensuillet) amenant au contact des terrains plus résistants.

-- L'agent principal de la mise en valeur différentielle est constitué par un réseau de thalwegs initialement inadaptés à cette structure dont offrent ~~des~~ exemples les petites gorges du moyen et du bas Brestalou, du ruisseau de Quillan (f.de Sommières, 1/20 000ème, n^{OS}1-2) et de la Bénovie, franchissant l'axe anticlinal dit de la cote 111 (au Sud du Devois des Agneaux-f.de St-Martin-de-Londres, n^{OS}7-8) et écornant les auréoles du synclinal de St-Dauville de-Montmel. En fait, ce réseau a connu de nombreuses modifications

comme en témoignent la percée obséquente abandonnée sous Coste Combou et l'absence d'unité de drainage du couloir de Carnas.

Quant à la Bónovie, au niveau de base éloigné, puisqu'elle conflue dans le Vidourle au Sud de Sommières, sans doute appauvrie par le karst et climatiquement sous-adaptée, elle paraît avoir perdu une partie de son haut bassin, au profit du Terrieu qui draine vers lui le ruisseau de Clarensac, à hauteur de St-Athieu-de-Trévièrs. Même évolution complexe, par conséquent, que dans l'aire de St-Just-et-Vacquières.

--- Même durée d'évolution, sans doute. L'environnement du Bois de Paris ne montre que des formations du Quaternaire récent dans les dépressions créées par la sculpture différentielle. L'abondance de ces dépôts est remarquable dans le haut bassin de la Bónovie, rançon de son défaut de puissance depuis les temps würmiens. Dans la dépression de Carnas, il s'agit de longs glacis, orientés à l'Est, vers le ruisseau de Quillan dans sa partie méridionale, à l'Ouest vers le bas-Brestalou, dans sa partie septentrionale, supportant des cônes de déjection plus récents, au débouché des courts thalwegs descendus du Souleillasse et du Bois de Gailhan, et se rattachant à un niveau de 70 mètres, lui-même en contre-haut de la terrasse würmienne qu'entaille le méandre du Vidourle près de Trupiarques, ce qui situe les glacis en cause, au moins au Würmien ancien, sinon au Rissien, auquel nous rattacherions volontiers le plan incliné dit des Puechs, au Sud-Est de Bancel, disséqué aujourd'hui en micro-cuestas, dans le style de l'ancien glacis rocheux démantelé de la Courme.

C'est, toutefois, dans le "bassin" de Campagne que s'organisent les ensembles les plus vastes de formes héritées du modelé quaternaire.

c) Le modelé quaternaire de la plaine de Garrigues-Campagne:

Rien de plus calme que le paysage qu'on peut observer, face à l'Ouest, du petit col que franchit la D.1, à hauteur du Mas d'Olivier (f.de Sommières, 1/20 000ème, n^{os} 5-6): au pied du Bois de Paris et du gradin intermédiaire d'Aspères, l'aire synclinale de Garrigues-Campagne dessine une cuvette faiblement creusée, mais schématique. La structure et le modelé ont coopéré pour donner cette impression de modération et de simplicité d'ensemble qui n'exclut nullement une variété discrète, à l'échelle du détail.

De la couche la plus ancienne à la plus récente (soit de l'extérieur vers le centre) la stratigraphie de l'Oligocène supérieur fait apparaître: 1)- Les marnes et conglomérats de la Bènovie et les calcaires de Montredon et Pondres (Stampien inférieur); 2)- Les calcaires de Salinelles, souvent silicifiés, divisés en petits bancs (Stampien déjà élevé); 3)- la série dite du "cailloutis de la plaine de Campagne", en réalité, conglomérats, grès et marnes, puissants de plusieurs dizaines de mètres (Stampien terminal). Le pliage synclinal admet des pendages n'excédant pas 6 à 10%. Encore ne sont-ils pas partout nettement visibles, à cause d'un voile de formations quaternaires qui n'atteint pas 2 mètres d'épaisseur (G. BOULEYRE, 1966. Les sols de la plaine de Campagne, Etude pédologique de détail, 15p. et H. FLAISLER, 1972, Mém. Maîtrise, Géogr. Montpellier, 63p.).

L'alignement des altitudes relevées sur les bordures -- 119 mètres au domaine de Clotte, 118 mètres au Mont Lpars (Nord), contre 50 à 60 mètres à Coquesquine et aux Grandes Pinèdes, non loin de St-Hilaire-de-Beauvoir, 137 mètres au Puech Andous (Ouest) et 93 mètres vers le Mas de Rosier (Est)-- permet de reconstituer, au départ de l'évolution quaternaire, une topographie inclinée au Midi et à l'Orient, et de mesurer l'importance du modelé de déblaiement, aux dépens des marnes et des cailloutis mal consolidés, dans l'élaboration d'une cuvette conforme à la structure synclinale mais ne l'exprimant pas directement.

Les ruisseaux, en partie responsables de ce modelé, se raccordent avec le Vidourle au prix d'une tension de leur profil en long, dans leur partie aval. De la sorte, la plaine de Garrigues-Campagne paraît légèrement perchée au-dessus du Vidourle, de 20 à 70 mètres et son évolution s'est faite en fonction des niveaux de base définis par l'hydrographie locale. Celle-ci est représentée, dans le Nord de la plaine, par un ensemble de "valats" qui trouvent, après réalisation de quelques confluences peu nombreuses, deux issues sur le Vidourle, entre Salinelles et Sommières (Valat des Boutines et Valat du Roc de la Fontaine), tandis que, dans le Sud, le fossé de Cagariol esquisse une concentration au profit de la Bénovie, affluent du fleuve côtier à l'aval de cette même ville de Sommières. L'interfluve Garrigues-Mas du Crès sépare ces deux réseaux. Peu de différences, du reste, entre les paysages incisés par les "valats" du secteur Nord et les "ruisseaux" tributaires du fossé de Cagariol. C'est seulement sur les bords de la Bénovie

que la présence de petites terrasses, assez bien ordonnées, introduit une nuance notable.

---- Le paysage dans le domaine des "valats" et des ruisseaux:

Il se décompose en trois éléments: les buttes et échinés disposées en couronne autour du bassin; les glacis, moins élevés, qui occupent un domaine intermédiaire, plus vastes, d'ailleurs, au Nord-Ouest qu'au Sud-Est, du fait de la position décentrée de la Bénovie et du ruisseau du Roc; les fonds humides des vallons, enfin. Seuls les glacis et les topographies calcaires de la couronne synclinale portent des paléosols. De nombreuses buttes et échinés montrent peu d'évolution pédologique à leur surface et les sols des fonds de vallées sont d'une extrême jeunesse.

(I)- Les buttes et dos de terrain de la couronne synclinale et leurs sols:

Dans le Nord-Ouest de la plaine de Campagne, quelques buttes montrent un sommet aplani, rappelant par là qu'elles dérivent de la topographie antérieure à l'évolution quaternaire et peu diversifiée à laquelle il a été fait allusion ci-dessus. Mais la plupart sont reprises par une érosion de type différentiel révélant leur structure monoclinale. D'où un paysage, plus ou moins discontinu, de micro-cuestas à front tourné vers la périphérie du synclinal. Ce type de relief prend quelque importance au Sud de la Bénovie, à l'Est, dans le secteur de Montredon et, au Nord-Est, de part et d'autre de la percée du Vidourle, tant vers le Mont Epais que vers

le Grand Cardayre-Puech des Fourches.

Une distinction d'importance doit être pratiquée entre les buttes armées de calcaire lacustre siliceux à sommet aplani et les éléments de micro-cuestas rajeunis, spécialement dans les conglomérats à substrat marneux.

(1)-Sur les éléments de surface calcaire existe de la terra rossa. Même dans la formation lacustre de Salinelles (calcaire siliceux), la fissuration du substrat semble assez poussée pour permettre un bon drainage. La terre rouge présente jusqu'à 0,7 mètre de profondeur, mêlée à des débris de calcaire qui enatténuent l'imperméabilité. En l'absence de ces débris, sa structure polyédrique, sa cohésion élevée, sa faible porosité, correspondant à une composition limono-argileuse, ne sont pas très favorables à la pénétration des racines. De couleur brun rouge à rouge foncé, cette matrice fine est décarbonatée. Toutefois, il arrive que ce carbonate, lessivé en surface, donne de petites concrétions en profondeur, notamment là où la terra rossa a été colluviée sur un autre support. Transportée sur substrat marneux, elle peut présenter quelques caractères d'hydromorphie. Avec raison, à notre sens, G. BOUTEYRE (1966, p.10) lui attribue un âge quaternaire, non susceptible d'être précisé, mais sans doute assez reculé. Le Bas-Languedoc nous ayant montré peu d'exemples de pure argile de décalcification, il nous paraît légitime de poser la question du type de couverture silicatée qui a pu ainsi évoluer sur ce substrat calcaire: sans doute des marnes miocènes en faible épaisseur.

(2)- Sur les buttes armées par des conglomérats, il n'existe que des lithosols extrêmement minces et vulnérables, à peine approfondis en poches çà et là.

(3)- Sur les croupes marneuses d'interfluves point trop déclives on rencontre une autre catégorie de lithosols.

Le substrat marneux n'est pas absolument homogène dans la plaine de Campagne. "Les marnes sont de couleur claire et sont très calcaires en bordure Ouest (de cette zone) où elles sont également plus consolidées; elles renferment alors de 65 à 70% de calcaire total. A hauteur de Campagne, les marnes sont beiges. Au Sud-Est, elles deviennent beige orangé et même rouge sombre avec quelques passages grisâtres sableux entre Campagne et Galargues... Leur taux de calcaire ne dépasse pas, alors 40%"(G.BOUTEYRE, 1966, p.3). On reconnaît dans ces dernières indications les effets de "bavure" de la terra rossa venue du calcaire lacustre et le passage d'un ancien épandage fluvial. En outre, dans la zone axiale du synclinal, les marnes, ordinairement litées, portent les marques d'un remaniement superficiel (op.cit,p.4).

L'évolution pédologique y est médiocre et peu distincte de l'action humaine. Dans cette formation arable, l'horizon supérieur, plus ou moins grossièrement structuré (insuffisamment, en tous cas, pour offrir une bonne résistance aux agents d'érosion), correspond à la tranche de culture. L'horizon inférieur, peu favorable aux racines et généralement lité, comme on vient de le voir, peut montrer quelques amas blanchâtres de concentration du calcaire,

Si, toutefois, la faiblesse de la pente (et donc de l'érosion qui se manifeste, le plus souvent, à l'aval du type décrit ci-dessus) l'autorisent, une évolution se dessine vers un sol brun calcaire. Une organisation verticale, par le jeu des fentes de retrait, tend à se substituer au litage horizontal: l'eau, l'air et la différenciation pédologique pénètrent alors de quelques décimètres plus bas (puissance 80 à 100cm). Des concrétions calcaires et des pisolithes ferrugineux apparaissent, les traits d'hydromorphie restant confinés dans la partie inférieure du profil. Mais, selon G.BOUTEYRE (1966,p.5), le type rendzinique brun n'est atteint que sur les terres incultes, la structure "grumeleuse à grenue", alors acquise, ne résistant pas au labour.

Sur le revers des micro-cuestas conglomératiques et un peu plus bas, sur les croupes marneuses, intervient le colluvionnement, phénomène tardif et actuellement toujours actif, assez mince pour demeurer contenu dans la tranche labourée. La colluvion marneuse à laquelle se limite, le plus souvent, l'implantation des racines, tend à une légère décalcification superficielle, avec, en contrepartie, formation plus profonde "d'amas farineux et de petites concrétions" carbonatées (G.BOUTEYRE,1966,p.6),prenant une structure polyédrique qui favorise la pénétration de l'eau et permet une certaine altération du substrat de marnes litées en place. Bref, avec des degrés variables, suivant l'ancienneté très relative du colluvionnement, ce support minéral des pentes modérées de moyenne altitude, dessine une évolution vers les sols bruns.

Lorsque le colluvionnement, sur pente plus abrupte (en raison de la compétence exigée) intéresse les cailloutis, en provenance du conglomérat démantelé (à quoi se mêlent des éclats calcaires de gélifraction, originaires des bordures crétacées et jurassiques du synclinal), suivant la violence des flux, il se produit, soit un ravinement du versant marneux des buttes, soit le déploiement d'un pavage protecteur. Mais ce dernier est fragile: déchiré, il donne naissance à des gullies où, suivant un processus classique, les cailloutis concentrés dans le micro-thalweg y ralentissent le creusement, tandis que les micro-flancs de ces ravineaux d'échelle métrique, demeurés sans protection, sont, à leur tour, attaqués, provoquant l'élargissement de la griffure. Les versants du Pioch Andous montrent tous les stades de cette évolution.

Ainsi, en ce qui concerne les mod stes hauteurs résiduelles du pourtour de la plaine de Garrigues-Campagne, la pédologie confirme, d'un côté, l'actualité d'une phase d'érosion aréolaire (au stade de la sheet-érosion, dans le cas du décapage pelliculaire des marnes et de leur dépôt, sous forme de colluvions fines, en contrebas; à celui de la gully-érosion, dans le cas de la mise en route de cailloutis, repris dans des bad-lands "incipients") alors que, d'un autre côté la terra rossa sur le calcaire lacustre de Salinelles, suggérant une évolution plus lente, précise la notion de la haute topographie ($\pm$ 100 mètres) que nous avons située au point de départ de l'évolution quaternaire. Or, ces terrains résiduels dominant deux niveaux de glacis étagés.

(II)- Les deux niveaux de glacis de la plaine de Garrigues-Campagne:

Avec une pente n'excédant pas 1%, fragmentée par l'incision à peine sensible des "valats", ils sont peu dénivelés l'un par rapport à l'autre: ainsi, au Sud- Sud-Ouest de Campagne, le plus élevé se tient vers 60/50 mètres, l'inférieur vers 45/40 mètres; la dénivellation de 4 à 6 mètres qui les sépare, est rarement abrupte, parfois soulignée par quelques rideaux de culture, par le talus d'un chemin rural qui la longe ou rachetée par un "versant de raccord" à la régularisation duquel a eu part l'action de la charrue. Toutefois, la relative originalité de leur couverture respective et, dans une certaine mesure, le degré de l'évolution pédologique subie par celle-là permettent d'assurer une distinction (G.BOUTEYRE, 1966, pp.6-7), que la seule réisrence topographique laisserait dans quelque indécision.

(1)-La couverture et l'évolution pédologique du "haut" glacis:

Elle consiste en un épandage mince (1,5 mètre au maximum, le plus souvent moins de 1 mètre) de cailloutis mêlés à 40 ou 60% de matrice fine limoneuse à limono-sableuse dont la proportion diminue en profondeur et de couleur roussâtre à brun roux. Il arrive qu'un lit de limons, dépourvu d'éléments grossiers, s'interpose dans la formation à cailloutis, signe d'un transport de compétence exceptionnellement réduite et, par conséquent, de pluralité des épisodes responsables de l'épandage, même si ceux-ci n'ont pas re-

quis une très longue durée.

Le cailloutis se compose du mélange de deux stocks:

1)- des éléments roulés (et éventuellement tronçonnés), en provenance des conglomérats oligocènes dominants; 2)- des gélifrac^{ts} calcaires empruntés au Crétacé du Bois de Paris et aux calcaires lacustres de la bordure synclinale, de 1 à 4 centimètres de longueur et représentant, en poids, les 3/4 du sédiment grossier.

L'évolution pédologique se traduit par une migration du calcaire, partiellement lessivé en surface, concentré à faible profondeur.

De la sorte, l'horizon supérieur, roussâtre contient un taux de calcaire, encore fort important (13 à 51%), mais pouvant être inférieur de moitié à celui de l'horizon inférieur. G.BOUTLEYRE (1966,p.7), signale un seul cas connu, très voisin de Campagne, où le taux de calcaire de l'horizon supérieur est négligeable. Cette décarbonatation poussée s'accompagne d'une rubéfaction plus intense et correspond à un élément de couverture du glacis presque dépourvu de cailloux en surface.

Le calcaire se retrouve accumulé, à une profondeur fréquemment voisine de 60 centimètres, définissant l'horizon inférieur. Plusieurs types d'accumulations s'observent, suivant la nature de la couverture et la proximité de son substrat marneux:

-- Dans le cailloutis, il se forme une cimentation bréchique, arrêtant la pénétration des racines, souvent de bonne cohérence, mais de développement latéral irrégulier, épaisse en général d'une vingtaine de centimètres.

-- Dans les poches où règne seule la matrice fine limono-sableuse, on observe des "poupées" de 1 à 2 centimètres de diamètre.

--- Au contact de la marne sous-jacente, il s'agit "d'amas de calcaire blanc, à contours plus ou moins nets, disposés suivant le litage"(ibid).

(2)-La couverture et l'évolution pédologique du bas glaciais:

Au niveau de la couverture, on ne retrouve plus, sur ce niveau, que de rares éléments de grande taille empruntés au conglomérat oligocène. La quasi-totalité du cailloutis -- fait caractéristique -- est composée de gélifracts, en provenance des affleurements crétacés de l'amont lointain, où les calibres les plus menus, de 1 à 2 centimètres, tendent à dominer, au sein d'une matrice fine limoneuse, représentant environ la moitié du sédiment en surface, mais relevant de proportions plus variables à faible profondeur.

Cette originalité de la couverture que G.BOUTEYRE constate, se justifie, à notre sens, par un début d'inscription des "valats" à l'amont et par un milieu morpho-climatique définissant une compétence amcindrie par rapport à celle qui a régi l'épandage précédent. Un léger encaissement dans les conglomérats tend à

réduire les emprunts qui leur sont faits aux médiocres versants de ces petites vallées et à leur étroit thalweg, alors que dans la période antérieure, c'était l'ensemble de l'affleurement oligocène qui était concerné. D'autre part, une compétence diminuée tend à limiter les transports au profit des petits calibres qui ne sont réalisés que dans les gélifracts venus de l'extrémité amont. Cette reconstitution est en harmonie avec la constatation faite par G. BOUTEYRE (1966, p.6), savoir que cette couverture, au débouché du glacier supérieur, a été étalée en nappe très mince (toujours moins de 1 mètre), sur 100 à 200 mètres de long, rarement davantage, en quelque sorte en éventail, sans qu'il soit possible, aujourd'hui "d'identifier des chenaux ou des passages préférentiels". C'est ce que nous exprimons dans la notion d'épandage.

Comme on doit s'y attendre, ce bas niveau est pédologique-
ment assez peu évolué, quoique témoignant des mêmes tendances que le précédent: la concentration calcaire de faible profondeur s'y montre moins fréquente, moins épaisse, latéralement plus discontinue.

(III)- Les formations du fond des "valats"

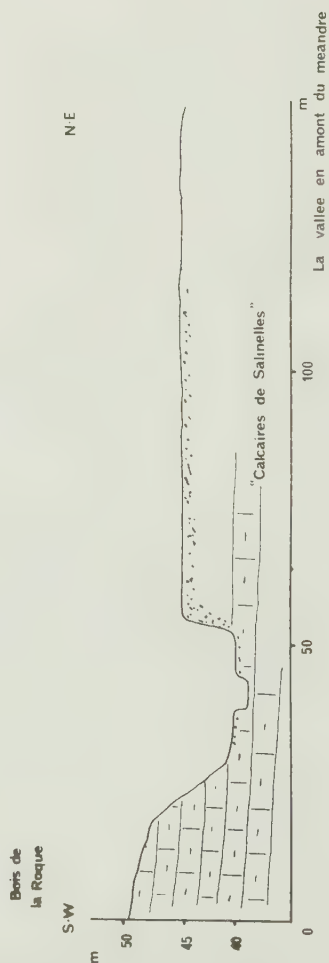
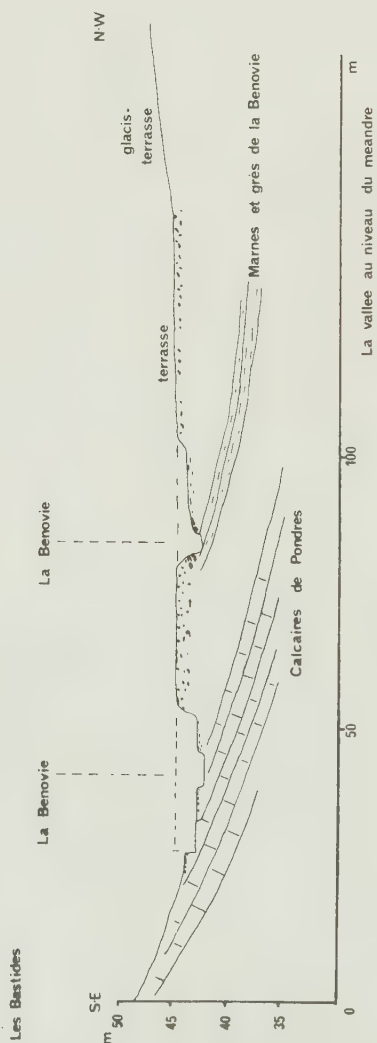
Le fond des vallons, à proximité des ruisseaux actuels, est colmaté par un matériau de nature alluviale, limono-argileux à l'aval, un peu plus sableux à l'amont, dont l'origine est à chercher dans l'érosion qui s'est tardivement exercée aux dépens des marnes ou de plus anciennes colluvions marneuses. La répartition systématique des sables et des limons argileux a été élégamment

justifiée par G.BOUTEYRE (1966,p.8): " en liaison avec un tri au cours du transport longitudinal"... mais aussi fonction: ..." de la distribution des marnes dont la texture est plus fine au fur et à mesure que l'on s'approche du centre de la plaine". Cet auteur souligne encore, sous l'horizon de culture grisâtre et peu cohérent et au-dessus d'un horizon inférieur jaunâtre et de mauvaise porosité, la présence, entre 20/50 et 60/90 centimètres, d'un horizon moyen gris noirâtre, à structure prismatique ou polyédrique, caractérisé par un limon argileux assez compact, de nombreux pisolithes manganésifères et des affinités hydromorphes --- ces dernières résultant moins, toutefois, des propriétés physiques du sol que de la position topographique, en coïncidence avec la nappe phréatique ou dans sa proximité, suivant la saison.

Particulièrement à l'amont des "vulats", ces alluvions récentes sont recouvertes de 80 centimètres au maximum, 20 à 50 en moyenne, de colluvions subactuelles à actuelles.

Mais, partout où l'entaille du lit se manifeste, on aperçoit, sous le complexe alluvial/ colluvial, un cailloutis formé de gélifracsts remaniés où G.BOUTEYRE (1966,p.9) signale "des silex taillés attribuables aux industries moustériennes et aurignaciennes", ce qui les classe dans un Würmien récent (Würm III ?), confirmant la conception générale que nous avons défendue à propos de la très basse terrasse, dans l'ensemble du Bas Languedoc.

La vallée de la Benovie au pont de Galargues



Dès lors, il est possible de proposer une chronologie des formes climatiques de la plaine de Garrigues-Campagne:

- colluvions actuelles et subactuelles.
- alluvions fines post-würmiennes .
- cailloutis de fond de vallées du Würmien récent.
- glacis inférieur représentant une importante phase würmienne.
- glacis supérieur du Würmien ancien ou du Riss.
- enfin, la "topographie initiale" sur laquelle est née la terra rossa des calcaires de Salinelles et d'où dérive la sculpture différentielle des buttes, doit bien remonter à une phase ancienne du Quaternaire, comme on l'avait primitivement supposé.

En outre, ce schéma éclaire les problèmes soulevés par la vallée de la Bénovie.

---- La vallée de la Bénovie:

Le lit et la vallée de la Bénovie, assez larges vers Galargues, quoique non dépourvus de pente (0,4%), se rétrécissent brusquement au Nord de Saussines.

Ce n'est là, en rapport avec la complexité du tracé, qu'un des aspects de l'inadaptation de la rivière à la structure synclinale. Pénétrant dans la plaine de Garrigues-Campagne, elle en franchit cataclinalement, il est vrai, les différentes auréoles calcaires et conglomératiques, puis s'oriente orthoclinalement, à peu près au contact du cailloutis de Campagne et du calcaire lacustre; après quoi, elle recoupe plus ou moins orthogonalement ce

dernier, au prix du rétrécissement signalé, puis des grès et poudingues de l'Oligocène inférieur et, écornant les couches ludien-
nes, s'engage dans le voile de molasse burdigalien pour rejoindre
le Vidourle à Boisseron. La partie aval donne quelque apparence
de solidité à l'hypothèse de la surimposition sur la molasse.
Toutefois, cette manière de voir n'offre ni sûreté ni nécessité
à l'amont de Saussines où la "topographie effacée" du début de
l'évolution quaternaire suffit à expliquer le tracé.

Nous devons à M.FLAIS3IER (1972,p.44) l'indication d'un
point d'observation intéressant, au pont de la D.120 qui unit
Galargues à St-Hilaire-de-Beauvoir. A sa hauteur, le lit majeur
ordinaire, montrant mouilles et seuils dans la masse des cailloutis
actuels, principalement calcaires et mal émoussés, s'avère effecti-
vement mobile: un petit barrage correcteur le démontre, destiné
à freiner le courant sinueux et à protéger la rive concave du
méandre où s'appuie l'infra-structure du pont.

Au-dessus de ce lit majeur ordinaire, l'on peut obser-
ver, en rive droite, une terrasse d'une altitude relative de
2,5 à 3 mètres. A la base de la coupe, affleure, sur un mètre,
la marne oligocène. Lui succède un ensemble alluvial (30 centimètres
de galets de 3 à 6 centimètres de grand diamètre; lot de galets de
très petits calibres- 1 à 3 centimètres- et, surtout, de galets
décimétriques, avec diminution des dimensions vers le haut; 10
centimètres de sédiments très fins argilo-limoneux). Ce complexe
alluvial appelle trois remarques : 1)-la faiblesse de l'émoussé,

comme dans le lit et pour les mêmes raisons de provenance proche, limitant le parcours à quelques kilomètres; 2)- la double origine de ces alluvions: cailloutis grossier enlevé aux conglomérats, gélifracés calcaires plus fins; 3)- la coloration ocre mais homogène (et donc pédochrome) de la matrice fine qui prédomine au sommet. Celui-ci porte les agrégats d'un sol décimétrique, mais de faibles concentrations de calcaire apparaissent en contre-bas, dans les cailloutis de la terrasse. Il y a donc un début d'évolution pédologique. Il s'agit, selon toute vraisemblance et par comparaison avec la région des "valats", de la terrasse würmienne.

Sur la rive droite, elle est étroite et se raccorde par une pente intermédiaire où le colluvionnement par solifluction est actuellement actif, avec un glacis plus élevé, au sol davantage rutilant (Würm ancien ou Riss?).

Sur la rive gauche, elle a de quelques dizaines à deux cents mètres de large, passant éventuellement au glacis "inférieur" du domaine des "valats", et se montre beaucoup plus continue.

De la sorte la Bénovie actuelle apparaît comme sous-adaptée à sa vallée, en cet endroit. C'est, bien entendu et banalement, le fait de l'évolution climatique. Toutefois, F.BEL (Contribution à l'étude géologique et hydrogéologique de la région du Sud-Ouest de Sommières, Thèse IIIème cycle, Sc., Montpellier, 1963), signale une perte qui appauvrit la rivière à Buzignargues. Les eaux ainsi enfouies, selon cet auteur, et bien qu'on n'ait point tenté de coloration, se dirigeraient, utilisant le ploiement synclinal des cou-

ches, vers Salinelles et jusqu'au Vidourle.

d)-La Vallée du bas-Vidourle moyen:

Du Vidourle, nous retiendrons les particularités de son tracé ainsi que la dynamique actuelle qu'il est intéressant de comparer aux témoignages de son activité passée.

--- Le tracé:

L'orientation du cours au Sud - Sud-Est l'amène à recouper toute une série d'entités structurales plus ou moins allongées dans un sens subméri dien. On peut donc affirmer que le tracé du Vidourle est, dans son ensemble, conforme à la pente régionale post-stampienne et inadapté aux grandes lignes de la structure, ce qui n'exclut pas une assez fine adaptation dans le détail aux particularités de chacune des entités dont il vient d'être question.

C'est ainsi qu'à l'amont, après avoir franchi le gradin défini par les accidents, à peu près alignés, de Durfort et de Corconne, le fleuve traverse, en diagonale, le secteur synclinal qui leur est accolé. Là il s'installe dans l'affleurement vulnérable du Barrémien inférieur où il se maintient jusqu'en aval de Quissac.

Au droit de cette ville, son cours est déjà dominé, en rive droite, par les petits reliefs monoclinaux paléogènes du bassin de Liouc-Brouzet: position subséquente, correspondant, en outre, à la discordance entre la couverture tertiaire et son substrat crétacé d'où il s'échappe en suivant l'axe de la termi-

naison péri-synclinal de Mas-Bas, alors que s'amorcent les grandes sinuosités de la partie moyenne.

A l'aval de ces grandes sinuosités, soit au-delà de Vic-le-Fesq, l'indifférence d'ensemble à la structure n'est pas moins évidente, puisque le Vidourle recoupe successivement: 1)- le synclinal oligocène de Garrigues-Campagne et son substrat mésozoïque, dans sa partie distale; 2)-le "bassin" miocène de Somnières; 3)- le crêt anticlinal du Valanginien "miroitant" de la Port d'Aubais. Mais l'on voit le cours d'eau exploiter la bande faible des marnes helvétiques sous le plateau de Villevieille dont le calcaire à moellons forme ~~corriàbe~~.

Dans cette section aval, il est évident que l'inadaptation globale s'est réalisée par surimposition à travers le voile de la molasse : celle-ci est encore conservée dans le synclinal d'Aubais, sur le revers du calcaire "miroitant", jouxtant la cluse. Mais il convient de remarquer (voir au début de ce chapitre) que le tracé du Vidourle a dû s'élaborer sur une topographie effacée modelée aux dépens de cette couverture miocène: en effet le sommet relativement aplani du bastion de Villevieille, à 80/100 mètres, s'aligne, sans difficulté, sur le niveau des buttes décrites dans le pourtour de la plaine de Garrigues-Campagne. C'est sur une topographie du même genre qu'a dû se définir, dans ses grandes lignes, le cours du secteur amont.

Entre ces deux sections, toutefois, l'intérêt se concentre sur les méandres de la partie moyenne, d'une amplitude inhabi-

tuelle.

Nous avons souligné, dans la première partie de ce travail, le fait que ce secteur sinueux correspond à un champ de failles et qu'en ce qui concerne les segments subméridiens des méandres, leur tracé n'est pas véritablement libre.

- Les conséquences du jeu des blocs ne se limitent d'ailleurs pas à cela: l'inclinaison de plusieurs d'entre-eux, vers le Nord pour tel bloc méridional (Quillan), vers le Sud pour tels blocs septentrionaux (Baraque de Sérignao, massif boisé de la Devèze-la-Pinède) esquisse une figure pseudo-synclinale qui rend compte de l'orientation d'ensemble que le Vidourle adopte entre le Mas Bas et Vic-le-Fesq.

- A la faveur de cette disposition en touches de piano, les grandes boucles ont acquis leur amplitude maximale, grâce aux affleurements du Valanginien vulnérable (au droit des couloirs de Carnas, de Gailhan, de la dépression de la Courme). Mais les pendo-
ges qui sont contraires à leur développement n'ont pas favorisé la déformation des deux boucles les plus remarquables; rien, ici, n'évoque un cas de "dérapage" de méandres.

- Du reste, certains ont décollé des amphithéâtres concaves modelés dans les marno-calcaires crétacés (après l'ancien moulin d'Orthoux, mais sur la rive opposée ou au droit de la Baraque de Sérignac). Il faut donc conclure, malgré les influences des failles et de l'organisation pseudo-synclinale, relevées ci-dessus, au rôle, au moins partiellement déterminant, de l'hydrodynamique. En

amont, de Quissac aux abords du Mas Bas, le Vidourle descend de 70 à 59 mètres. Dans la section des méandres, la différence d'altitude est plus considérable pour un trajet linéaire plus court: de 59 à 25 mètres, altitude atteinte aux abords de Lecques. Alors qu'à l'aval de Lecques, le fleuve semble, obéir sans problème à la "ponte régionale" acquise au Néogène (M.GOTTIS, 1957-1964, p.129), tout se passe dans le secteur sinueux, comme si le fleuve allongear son cours pour racheter(en passant du "compartiment du Bois de Paris à celui de Garrigues-Campagne et Sommières), une dénivellation accrue, par un autre moyen que l'alluvionnement généralisé.

--- La dynamique fluviale actuelle:

De ce point de vue, en effet, il est intéressant de noter que la dynamique actuelle n'est pas favorable aux atterrissements dans toute l'étendue du bas Vidourle moyen (J.TRICART, 1961, (1963) pp.453-535, particulièrement pp.508-512 et 525-528). En effet, malgré l'étranglement de Sommières, où le pont a été rétréci du tiers de sa longueur depuis l'époque romaine, ce qui a quelquefois entraîné et, notamment, en automne 1958, une défluviation en rive droite, par le quartier du Pont, le Vidourle garde une puissance érosive, depuis Sauve, à l'amont, jusqu'à la Porte d'Aubais. Certes, encore qu'elle n'ait jamais été évaluée, il véhicule une charge considérable. Mais l'observation montre que les limons sont exportés d'un seul coup jusqu'à la zone d'embouchure par des crues, même assez faibles, tandis que les sables, flottant d'autant mieux que les débris de micras y représentent un stock important, subissent le même sort par crues moyennes, ne dépassant pas, toutefois,

Marsillargues. Par contre, les fortes crues ("Vidourlades") ne déplacent les galets que sur de courtes distances et essentiellement sous la forme des substitution de charge. Ce phénomène n'a généralement pas lieu aux dépens des berges, bien protégées par leur végétation. Ainsi en a-t-il été en 1958, malgré l'ampleur et, sans doute, à la faveur de la brièveté de la crise. Mais cet épisode a prouvé que les échanges auxquels procède le courant, se font aux dépens des alluvions du fond du lit. La plus grande partie de ces dernières sont inactuelles, trop riches en galets de granites et de schistes cévenols, distribués fort loin à partir du haut bassin, et dont le Crieulon est venu renouveler l'apport, au début du train des grands méandres. Qu'une telle quantité de fragments arrachés au socle hercynien soient transportés, aujourd'hui, si loin vers l'aval et dans un tel état de fraîcheur, est impossible. Les galets granitiques ou schisteux actuels font moins de chemin, non seulement parce que capacité et compétence du courant sont différentes, mais, surtout, parce que, plus rapidement altérés, ils se fragmentent au cours du déplacement. En réalité, pour mettre en place la nappe de fond de vallée, dans son état initial, il a fallu les conditions d'écoulement et de température d'une phase périglaciaire du Würmien terminal. C'est au détriment de ce dépôt hérité que se font aujourd'hui les substitutions de charge. D'où une transformation partielle et progressive de cette nappe alluviale de fond de vallée qui s'avère actuellement mixte. Mais le taux des galets cristallins et schisteux, calculé par J. TRICART et ses collaborateurs, s'avère anormalement élevé jusqu'à Salinel-

les, station à partir de laquelle le lot des galets calcaires du bas pays languedocien commence à croître. Les substitutions de charge s'accompagnent de remaniements: exagération du contraste des mouilles et des seuils, lors des fortes crues, grâce à quoi la rugosité augmente (au contraire de ce qui advient en étiage), sans que l'entaille verticale progresse beaucoup ni que le lit perde son caractère de chenal unique à tendance sinueuse. Toutefois, à l'aval de Salinelles et, plus encore, vers Viletelle, des bancs signalent la prédominance nouvelle des dépôts, avec une plus nette affirmation de l'évolution actuelle vers l'entaille verticale d'eaux de fin de crue libérées d'une partie de leur charge. Combinée avec l'évolution subsidente du bas Lunellois, l'alluvionnement, désormais sablo-limoneux, règne vers Marsillargues où le lit tend discrètement vers le type à chenaux multiples, dans les limites d'un endiguement artificiel.

Ainsi, sans la section du bas-Vidourle moyen, à l'amont de la Porte d'Aubais, la dynamique actuelle du Vidourle se résume surtout en substitution de charge, jeux alternés des seuils et mouilles et progrès de l'incision linéaire. La nappe finis-wurmienne de fond de vallée et les terrasses dominantes prouvent qu'il n'en a pas toujours été ainsi dans la durée du Quaternaire.

---- Terrasses et glacis de la vallée du Bas-Vidourle moyen:

Au débouché du couloir appalachien de Carnas, l'on a noté un étagement de formes appartenant au Quaternaire récent et à la fin du Quaternaire moyen dont nous nous bornons, ici, à rap-

peler les termes. Au-dessus de la nappe mixte de fond de vallée, partie fini würmienne, partie actuelle, du fait du phénomène de substitution de charge, s'étend une terrasse de 67/65 mètres, large de 300 à 400 mètres, à matériaux peu altérés, qui est assimilable au niveau würmien principal. En rive droite, elle est dominée par le rebord du glacis, supposé rissien, de la dépression de Carnas, lui-même recouvert, localement, par des cônes de déjection plus récents. En rive gauche, la terrasse würmienne principale s'étend pareillement, au droit d'Orthoux où, par contre, le niveau rissien se trouve réduit à une butte (cote 72).

En amont, entre Quissac et le Mas Bas, l'agencement des basses formes demeure le même (nappe de fond de vallée et terrasse würmienne principale, ici vers 68/66 mètres). Sur la rive droite, des éléments du niveau supérieur, sans doute rissien, s'observent, de très faible extension latérale, à l'Ouest de la D.35, à hauteur du Mas de Campagnany, incisés par le ruisseau des Fonds, et, un peu plus au Nord, sous le village de Liouc et vers le Faubourg du Pont de Quissac (altitude 75 mètres), toujours assez exactement limités par la même route. Ces formes sont parfaitement distinctes du glacis, en partie érodé, qui s'étend aux dépens des formations tertiaires, entre la Rouvière et Liouc et qui se trouve barré par l'affleurement résistant du revers de la cuesta portant ce village. Dans ce bassin de Liouc, des pièces archéologiques ont été recueillies par Y. GASCO (1969, Mém. Maîtr. Montpellier, Géogr. p. 121), mais sans espoir d'utilisation fructueuse puisqu'elles sont en surface. Tout au plus peut-on reconnaître "l'extrêmement faible

dispersion du matériel préhistorique post-glaciaire (Néolithique, Chalcolithique et Age du Bronze)... en opposition totale avec celle, sur plusieurs centaines de mètres, du matériel daté du Paléolithique moyen".

L'organisation des formes climatiques répond au même schéma dans le secteur de Sommières (M.FLAISSIER, 1972, pp.35-44).

En cette partie de la vallée où l'incision actuelle est particulièrement active en fin de crues, les berges, du reste quelque peu surhaussées par les dépôts de rupture de charge, au passage entre lit mineur et lit majeur ordinaire, s'élèvent souvent de 5 à 6 mètres au-dessus du niveau des étiages sévères.

Elles limitent une très basse terrasse formée des matériaux du fond de vallée et que recouvrent des limons de crue et des sables mis en place de nos jours, partie intégrante du lit majeur ordinaire. On reconnaît là la formation fini-würmienne plus ou moins remaniée par la dynamique actuelle qui tend surtout ici à l'accumulation, lors des débuts de crues.

A un ou deux mètres en contre-haut de la forme précédente, on trouve, souvent étendue sur plus de 500 mètres de large, mais étriquée dans les étroits de la vallée (cf. au pied des ruines de Montredon), une belle terrasse à l'altitude absolue de 27/22 mètres, d'amont en aval. Elle peut constituer le seul niveau topographique, se raccordant insensiblement aux versants encadrants (aval de Sommières) ou s'arrêter brutalement contre la roche en place (moulin de Pottes). La nappe alluviale admet trois phases granulométriques.

ques: 1)- des limons et des sablons: de 20 microns à 0,1 millimètre;
2)- des sables: de 0,1 à 2 millimètres; des graviers et ballasts
dont les diamètres les plus fréquents se situent entre 2 et 6 centimètres. La fraction fine sablo-limoneuse, majoritairement siliceuse, est colorée en ocre beige. La fraction grossière, pourvue d'un ébroué assez variable, comporte des galets de quartz, de granite, de schistes, de grès, mais aussi des calcaires, moins rares qu'à l'amont. Les objets de gros calibre sont rares. "L'altération n'est jamais poussée."

Il s'agit évidemment du principal niveau würmien.

L'espace compris entre le moulin des Pottes et Sommières, sur la rive gauche, est favorable à l'observation d'un niveau moyen qui est loin d'offrir, dans l'ensemble du secteur, la même extension ni la continuité du précédent, par rapport auquel son commandement est de 2 à 3 mètres. Il se relève lentement, vers le versant, soit qu'il s'y raccorde, soit qu'il s'achève net à son pied. Apparemment, l'on n'y trouve d'alluvions cévenoles que dans la partie basse (quartz et granite franchement pourri). Vers le haut ce sont des cailloutis de pente qui règnent dans une matrice ocre rouge. Il s'agit d'un fragment des glacis-terrasse partiellement démantelé, vers une altitude de 30/35 mètres, où du reste, les rideaux de culture gênent l'observation. Son ancienneté, affirmée par référence au niveau précédent, ne saurait être considérable (Würmien ancien?).

A 39/42 mètres d'altitude, entre le moulin de Villevieille et le cours terminal de l'Aigalade, sur un substrat de calcaire ludien, se définit un niveau couvert de terre rouge à cailloux locaux anguleux (2 à 6 centimètres de grand axe) qui pourrait définir un glaciais rissien.

Enfin on se souviendra qu'à 80/100 mètres, le plateau de Villevieille qui se rattache à la couverture néogène du flanc occidental de la Vaunage, situe les altitudes de départ de l'évolution au Quaternaire ancien.

3-Aspects et problèmes morphologiques de la Vaunage:

La comparaison que nous avons esquissée, plus haut, entre la Vaunage et le pays de Lussan, peut fournir un utile point de départ. Comme le massif de Lussan, les flancs de l'anticlinorium de la Vaunage appartiennent aux classiques paysages languedociens où le phénomène d'aplanissement s'impose à l'évidence. Toutefois, en ce qui la concerne, point de reliefs perchés et isolés, pas davantage de nette hiérarchisation des niveaux étagés. Ce n'est pas que les jeux alternés du diastrophisme et de l'érosion aréolaire aient fait défaut. Le témoignage des points bas périphériques, parmi lesquels la gouttière de St-Mamert-Sommières doit être comptée, ne peut laisser de doute quant aux étapes successives de cette évolution. Mais l'on pourrait écrire, en forçant à peine le sens des mots, que le témoignage des dépôts corrélatifs est, dans le cas présent, plus convaincant que celui des formes. Les angles sous lesquels les aplanissements successifs se recoupent et le caractère

insensible des dénivellations sont à la limite du polygénisme. Au contraire, l'inversion de relief est beaucoup plus vigoureuse et généralisée, au sein du système des combes de la Vaunage, que ce n'était le cas pour le dôme de Lussan. Et dans ces dépressions anticlinales, du moins en ce qui concerne la partie amont du bassin du Rhône, au Nord de la latitude du Calvisson, la distinction des niveaux, parmi les formes climatiques quaternaires, est incontestablement aisée, sous de grands versants réglés en déséquilibre avec le système morphoclimatique actuel. Sans doute n'en va-t-il pas de même au Sud du parallèle pré-cité. Mais, précisément, cette opposition des secteurs septentrional et méridional s'avère pleine de sens.

De ces réflexions dérive le regroupement des thèmes retenus ci-dessous:

a)-L'épisode de "l'aplanissement fondamental" et la morphogenèse de la Vaunage:

-- Signes d'évolutions morphologiques antérieures:

De même que nous avons pu montrer que l'anticlinorium avait successivement enregistré les effets de toutes les phases diastrophiques régionales, il est aisé de repérer, sur ses flancs le témoignage des principaux épisodes glyptogénétiques, en utilisant des dépôts corrélatifs dont l'extension actuelle réduite, l'isolement, la dispersion partielle même, n'étonneront pas, en raison de la faiblesse du substrat néocomien. C'est ainsi que le petit affleurement du Mas d'Auquier rappelle le développement,

jusque sur le flanc Ouest de la Vaunage, du grand lac ludien des pays du Vidourle moyen, indiquant un effacement déjà avancé des reliefs créés par la crise paroxysmale pyrénéo-provençale.

Une incertitude stratigraphique nous paraît subsister en ce qui concerne le petit dépôt du Mas du Puech Long, noté m III par la feuille géologique du Vigan au 1/80 000ème: le sigle retenu par les auteurs pourrait, selon les conceptions actuelles concernant la coupure Eocène-Oligocène, renvoyer une partie, au moins, de cette formation dans le premier de ces systèmes. Cependant, les marnes rosées et les cailloutis mal émoussés que l'on rencontre au long du chemin qui conduit du Mas du Puech Long à Souvignargues, nous paraissent relever des faciès de l'Oligocène inférieur, dit "conglomératique". Ce dernier ne paraît pas avoir laissé de traces cartographiables, sur le flanc septentrional du dôme et au Midi de la Nale 99. Cependant, au Sud de la Baraque de Jonc, P. MARCELIN avait bien voulu nous indiquer, dès 1955, des semis de petits quartz (le plus souvent anguleux, plus rarement émoussés et fissurés) dont P. DEMANGEON (1959, p.168) a montré, depuis, qu'ils se retrouvent dans les couches sannoisiennes d'entre Gardon et Vidourle, venus pour la plupart, directement de la Cévenne: seuls les échantillons altérés étant passés par le relais des formations du Crétacé supérieur. Ces reliques permettent d'admettre, aux flancs Ouest et Nord de la Vaunage, la réalisation de la topographie aplanie de l'Oligocène inférieur qui, bien entendu, n'est pas demeurée intacte.

Quant au petit témoin lacustre du Nord immédiat du Serre de Peyre Floc (f. de Sommières, 1/20 000ème, n^{os} 3-4), avec ses marnes et calcaires à silex rutilants, il paraît se rattacher, stratigraphiquement, à la formation stampo-aquitaniennne du Montagnon dont l'ensemble, assez grossièrement détritique, est corrélatif des mouvements tectoniques de l'Oligocène moyen élevé. Mais, en fonction de ce qui précède, il est à peine utile de souligner que, tard venu dans une longue évolution, ce diastrophisme a déformé les topographies existantes autant qu'il a compliqué les structures. De ce point de vue, trois domaines doivent être distingués. Au creux de la gouttière de St-Mamert-Sommières, prédomine l'empilement des couches dont la régularité est dérangée par les effets de dissymétrie et les discordances induits par les déplacements d'axe relevés au début de ce chapitre. Les flancs, à mi-chemin de la gouttière et de la partie haute du dôme anticlinorial, sont les aires préférentielles des phénomènes de regradation, générateurs du polygénisme. Aux points hauts du dôme où règnent les déformations positives maximales, la tendance à l'arasement l'emporte avec une perte de matière importante, quelquefois brutale, comme l'indiquent les faciès de l'Oligocène élevé du Montagnon et, finalement, une nouvelle topographie s'y substitue à la précédente. Ce schéma comporte une évolution inverse de celle que nous avons généralement signalée en Bas-Languedoc. Alors que nous avons noté de nombreux reliefs résiduels, ici le rajeunissement s'applique à la zone sommitale. C'est la conséquence, à la fois, de la fragilité des faciès néocomiens, du caractère modéré de l'exaltation orogénique et, à l'échelle de l'anti-

clinorium entier, de l'ampleur du rayon de courbure.

---- La "surface fondamentale", son identification:

C'est, précisément, aux dépens du relief édifié lors de la crise stampo-aquitaniennne, que s'est élaborée la surface d'aplanissement principale, intéressant la Vaunage. Partiellement exhumée de la molasse, nous pouvons la repérer dans le paysage actuel où elle joue un rôle identifiable.

Toutefois, la topographie "pré-molassique" n'était pas partout parfaitement aplanie. Nous avons noté, dans la partie de ce chapitre relative à la structure, en tirant argument pour ce qui concerne les modalités locales du renversement de la pente régionale vers le Golfe du Lion, que le degré de perfection du plan d'érosion pré-burdigalien, à l'Est du Mas d'Auquier, paraissait satisfaisant, alors que la topographie pré-helvétienne du secteur de Junas-Aubais portait la trace d'actions différentielles, comme, d'ailleurs, le bassin de Sommières. Toutefois, ces dernières se sont bornées à creuser des sillons. A l'Est de Junas, exhumé visiblement de l'Helvétien, le calcaire hauterivien biseauté est parfaitement aplani, en direction des quartiers du Puech de Villeneuve et des Garrigues basses.

--- Problèmes de fossilisation et d'exhumation :

A Junas, au niveau du Vindobonien, le caractère littoral de la molasse (faciès à moellons) est attesté tant par sa faune à Bryozoaires que du fait des galets ovoïdes de calcaires durs qu'elle contient. Ces particularités soulèvent deux questions: 1)- celle de

la puissance d'abrasion de la mer miocène; 2)- celle de l'étendue de son ingression sur le dôme complexe de la Vaunage.

L'observation des beaux rivages à lithodomes qui sont conservés dans cette zone, par exemple dans le synclinal d'Aubais, ne plaide pas en faveur d'une grande puissance d'abrasion dont eût été douée la mer des molasses. De celle-ci, nous avons pu écrire (J. COULET, 1971, pp. 283-312 et particulièrement p. 294) "qu'elle a enseveli plus qu'elle n'a retouché" les topographies submergées. Du reste, les galets signalés sont plus proches d'un émousé fluvial que du façonnement marin typique, compte tenu de la faiblesse de leur aplatissement. La présence, parmi eux, d'échantillons urgo-niens, les plus proches affleurements de ce terrain se montrant aujourd'hui à 10 kilomètres au Nord - Nord-Ouest, suppose des transports déjà assez lointains et tant à corroborer l'impression de paysages non cloisonnés, sinon de relief effacé, que nous évoquions plus haut. L'aplanissement pré-miocène est bien d'origine subaérienne et les galets représentent des alluvions continentales reprises dans un cordon littoral peu remanié. Rappelons que nous avons assigné le même itinéraire au conglomérat basal du Burdigalien dont les galets à patine verte (la Font de Fige, Ouest de Montpezat) sont empruntés aux poudingues oligocènes et à peine maquillés par la mer.

Grâce à la gouttière de Sommières-St-Mamert-St-Chartes et au synclinal de l'Alzon (f. d'Uzès) la transgression miocène a cerné, ensemble, la Garrigue Nîmoise et la Vaunage. A-t-elle entièrement recouvert cette dernière? Nous ne possédons pas d'ob-

servation de terrain permettant de l'affirmer. Pourtant, nous pensons que cela est probable. Le Vindonobien approche 90 mètres à Junas; le Burdigalien atteint 150/160 mètres à Montpezat. Si l'on veut bien tenir compte des ultimes déformations subies par l'anticlinorium et sur lesquelles nous nous expliquerons ci-dessous, notamment en ce qui concerne l'exaltation récente du grand anticlinal de Caveirac-Marujols, inversé en combe dont les lèvres portent des cotes de 200/210 mètres, on admettra qu'une submersion totale n'est pas invraisemblable.

Les limites actuelles des affleurements miocènes sont déterminées par le travail de l'érosion. Que la submersion du dôme ait été totale ou partielle, une certaine oeuvre d'exhumation a donc été réalisée. En raison de la brutale régression et de l'active subsidence qui se manifestent en Vistrenne et en Camargue, toutes proches, elle a dû commencer au Pontien (en régime semi-aride) et se poursuivre, malgré la remontée du rivage marin, arrêté, du reste, sur l'actuelle bordure des Garrigues, au cours des temps pliocènes (en ambiance biostasique, d'abord, puis moins favorable à la végétation, ensuite). Les dépôts enfouis sous le Quaternaire de la Vistrenne et connus par sondages, confirment la réalité de l'érosion continentale. Toutefois, les argiles jaunâtres et sables grossiers à mélange de "minéraux lourds aberrants" (jusqu'à 80 mètres de puissance) attribués au Pontien (G.DENIZOT, 1952, p.333 et L.BEAUFORT, J.BRUNEAU, A.GRELLIN et Y.JULLIAN, 1954 p.180) et, après interposition de faciès plaisancien, notamment en fond de golfes, les sables astiens (P.DEMANGEON, 1959, pp.180-182)

présentent les caractères de formations de transport sur grandes distances. Dans les conditions de notre documentation, nous devons constater notre incapacité à isoler les apports que la molasse, en général, et la couverture de la Vaunage, en particulier, leur ont fournis. Mais il est certain que ce démantèlement, dans lequel le diastrophisme pontien, puis Villafranchien ont dû intervenir, s'est poursuivi tardivement et pour des raisons climatiques, cette fois. Sur le revers du crêt méridional de la Vaunage, à l'Est de Junas, vers Garrigues Basses et le Puech de Villeneuve, des champs sont installés sur le Crétacé exhumé. Leur terre brune qui provient de l'altération de la molasse au contact, est semée de petits débris à caractère de gélifracsts, empruntés à ce terrain. Il est ici évident que le démantèlement du voile néogène discordant ne peut être attribué qu'à un Quaternaire élevé.

On voit donc quelle est la signification nuancée que nous accordons, en Vaunage, à "l'aplanissement fondamental": une étape importante (fini-oligocène, préburdigalienne, ici, préindo-bonienne, là) au cours d'une longue usure des affleurements calcaireo-marneux du dôme, non sans cumul de bénéfice relativement aux étapes antérieures, en particulier sur les flancs de cette entité, laissant encore des traces suffisamment nettes, au prix d'une fossilisation plus ou moins longue et d'une exhumation plus ou moins récente, selon les lieux, malgré dénivellations et retouches modestes (E.COULET, 1971, p.298).

In effet, nous venons de relever les dénivellations de la topographie "pré-molassique" (exception faite de celles qui proviennent d'une sculpture différentielle antérieure à la transgression), allant de soi que la détermination de la "surface fondamentale" ne peut être assurée, comme exempte de retouches, qu'à proximité même des affleurements du voile transgressif, en raison de la fragilité de son substrat. Non seulement il est plus imprudent d'affirmer qu'elle est demeurée intacte ailleurs, mais on doit tenter de préciser les étapes de ses déformations et la réalité des phénomènes de dégradation qu'elle a subis.

b)-Mobilité néogène et villafranchienne, retouches apportées à "l'aplanissement fondamental":

-La réalité de la mobilité néogène est avérée dans l'environnement de la Vaunage. L'on a vu, par la comparaison des pendages du Burdigalien à Boisseron à ceux de l'Helvétien du plateau de Villevieille, que le bassin miocène de Sommières a, très vraisemblablement, connu une légère déformation par subsidence syn-sédimentaire.

Celle-ci est encore plus forte dans le compartiment situé à l'Est de la faille de Mîmes où "des variations d'épaisseur, dans les différents termes, soulignent la variation paléogéographique de l'extension des mers au Miocène" (L.BEAUFORT, J.BRUNEAU, A.GREPIN et Y.JULLIAN, 1954, p.178). Sans doute s'agissant d'une transgression d'un large développement spatial, des causes extrarégionales et des éléments de diversification de nature purement océanographique ont

pu intervenir dans les disparités en cause. Toutefois, le diastrophisme fini-miocène ne paraît guère discutable. Les épaisseurs, supérieures à 1.000 mètres, qui ont été relevées, concernant un faciès de type Schlier, commençant immédiatement sous les sables assitiens et ne s'achevant qu'une fois le support anté-burdigalien atteint, ont été interprétés, aux sondages de Vaccarès n°1 et de Montcaim n°^{OS}1-2, comme le comblement plaisancien des creux d'un très important relief pontien, en conformité avec les renseignements fournis par l'exploration sismique (ibid.)

Inversement, les sondages côtiers (Grau du Roi n°1, Saintes n°1), ayant rencontré le Portlandien, respectivement à -800 et à -1.130 mètres, permettent de situer des points hauts de ce relief pontien en position méridionale, confirmant le caractère progressif du renversement de la "pente régionale", tel que nous en avons exposé les modalités. En outre, l'absence du Miocène au forage de l'Etang du Charnier, alors qu'il se rencontre dans les recherches du secteur voisin de Gallicián, tend à prouver la vigueur de l'érosion exercée aux dépens de ce même relief pontien (L.BEAU-FORT, J.BRUNEAU, A.GREPIN et Y.JULLIAN, 1954, 179-180)

C'est en fonction des données précédentes qu'il convient de comprendre l'accident de Nîmes.

--- Les accidents de Nîmes et de Langlade, le bloc intermédiaire du flanc Sud-Est de la Vaunage:

La comparaison des enseignements acquis sur les couches de la molasse du "bassin" de Sommières et du tréfond pré-camarguais

ne peut laisser de doute sur le fait que l'accident de Nîmes sépare deux domaines dont la mobilité néogène est tout à fait dissemblable. Les modestes réajustements du compartiment Ouest ne peuvent se comparer aux grands effondrements orientaux.

Du même coup se trouvent précisées les phases d'activité principales de l'accident nîmois. En examinant le compartiment oriental, G.DENIZOT (1952, p.333) résume ainsi les étapes de son évolution:

(1)-A l'Oligocène encore y règne "le régime ...des fosses continentales"(Sannoisien et Stampien)" dont le "bassin" de Marseille est un bon exemple".

(2)-A l'Aquitanién et au Miocène, d'épaisseurs très inégales, mais qui peuvent excéder 600 mètres en Vistrenque et 750 mètres au Vaccarès, se manifestent affaissement et subsidence," mais cela se passe à côté de saillies que le Miocène n'a pu recouvrir".

(3)-Enfin, au-dessus des couches attribuées au Pontien, dans les sondages, et déformées, le Pliocène marin, apparemment plus proche d'une stratification horizontale, apparaît extrêmement puissant.

Ces remarques situent les grandes phases d'activité de la faille de Nîmes de l'Aquitanién au Pontien. Il est vrai que des signes de mobilité plus ancienne seront décelés, plus bas, à propos du secteur de Lédénon-St-Bonnet .

La faille de Langlade constituant une réplique à la précédente et le flanc Sud-oriental de la Vaunage étant délimité entre-elles comme un bloc intermédiaire, il y a tout lieu d'admettre que son demi-affaissement a été causé par l'effondrement de la Vistrenque et lui est contemporain.

Or, au droit de l'éperon de Nages, l'accident de Langlade est nivelé. La retouche pontienne (à post-pontienne) de la "surface fondamentale" apparaît donc, ici, chronologiquement située.

--- La crise Villafranchienne et la regradation des flancs de la Vaunage:

Des signes d'érosion vigoureuse réapparaissent avec le retrait post-astien de la mer (E.ROBERT-BAZILE, 1974, pp.18-23).

Succédant à des argiles à montmorillonites verdâtres (fou-
dation des immeubles de "Super-Nîmes"-J.BARRIERE, 1971, pp.142-144 et
1973, pp.15-22), puis à des faciès de calcaire friable (Est du Stad-
municipal de Nîmes) la brèche dite "de la Z.U.P." de cette ville,
puissante de plusieurs mètres et ravinant les sédiments sous-jacents,
emballe, dans une matrice rutilante, des débris des calcaires néo-
comiens, des reliques du rivage astien dont des traces demeurent,
un peu en contre-haut (sables, lunachelle, galets, blocs perforés),
et des éléments du voile molassique démantelé dont P.ARCOLLIN,
avait signalé la présence -- donc essentiellement des matériaux lo-
caux. Des gisements, apparentés à la brèche "de la Z.U.P." de Nîmes,
sont connus en bordure de la route de St-Césaire et en gare de Mi-
lhaud. L'extension qu'ils manifestent, souligne l'intérêt de ces

dépôts où l'on reconnaît une série homologue de celles de Balaruc-Frontignan ou du cône montpelliérain de la Mosson. L'on se souvient des significations paléogéographiques qui ont été reconnues à ces dernières et qui sont pleinement valables dans le cas présent. Il s'agit incontestablement des dépôts corrélatifs d'une crise glyptogénique d'origine rhexistasique, impliquant le déséquilibre du tapis végétal, moins, sans doute, par refroidissement que par apparition d'une tendance semi-aride (saison "méditerranéenne" chaude et sèche). Toutefois, la grossièreté des matériaux transportés, comme dans le cas de "l'Eperon jurassique" du Languedoc, suppose des pentes qui suggèrent un diastrophisme concomitant. La sédimentation se poursuit, du reste, par une fourniture de cailloutis, typiques du Villafranchien ancien, que J. ROBERT-BAZILLE (1974, pp. 21-23) décrit à tous, dans la coupe de l'autoroute (où ils contiennent 56,4% de galets calcaires), mais qu'on observe, encore, à Lunel-Viel, dans la tranchée du Canal d'Irrigation, près du pont, au départ de la D.171 (où ils sont recouverts par les galets siliceux rhodaniens). L'assimilation à la formation de Vérargues et à la couverture caillouteuse du cône de la Mosson est donc parfaitement légitime. A ce niveau stratigraphique, le caractère fluviatile est mieux marqué, la province d'origine s'étend plus largement dans l'hinterland des Garrigues, mais les calibres, majoritairement décimétriques, supposent toujours un système de pentes non négligeables.

Une coupe du flanc Sud de la Vaunage permet d'aligner, assez rigoureusement, un long mûplat sur le cailloutis de Mus.

Une coupe symétrique du flanc Nord-Ouest autorise le raccordement d'un méplat plus court au cailloutis de Montpezat dont nous avons admis l'appartenance au Villafranchien ancien. Nous ne voulons pas suggérer que ces dépôts-- fluviatiles -- ont joué dans la création des méplats en cause, subordonnés à la surface sommitale, un quelconque rôle mécanique. Nous les considérons seulement comme les indicateurs approximatifs d'un niveau d'aval, en fonction duquel, l'érosion mécanique, créatrice du matériau des brèches, et l'érosion chimique, responsable des dépôts calcaires, a pu agir. Ces méplats que nous proposons ainsi de rapporter au Villafranchien ancien, simples effets de regradation, recourent d'ailleurs la "surface fondamentale" sous un angle très faible, de quelques degrés à peine.

Toutefois, ils ne sont pas horizontaux et s'ordonnent, avec des pentes inférieures aux pendages, de part et d'autre de l'axe du grand anticlinal de Caveirac-Maruéjols. Si l'on veut bien se souvenir que la retombée périanclinale Ouest de ce dernier forme le col qui sépare le "bassin" miocène de Sommières du lambeau de la molasse de Montpezat, on admettra, sans doute, son ultime et modeste exaltation villafranchienne (exaltation pressentie par M.GOTTIS, 1957-64, p.129). Ce diastrophisme, par contre, ne semble pas avoir concerné l'accident de Nîmes. Comme nous le préciserons à propos de la Vistrenque, la disposition régulière de terrasses se succédant, aux bordures de cette plaine, du Villafranchien ancien au Mindélien, infirmant la conception d'une "nappe unique" de cailloutis rhodaniens, condamne, du même coup, l'impressionnante mais fallacieuse néotectonique, faillée et flexurée, qui a été décrite

ici (A.BONNET, 1953, 1962, 1963, 1965, 1967).

Les petits cours d'eau, établis à la périphérie du dôme complexe, permettent de confirmer les phases dernières de regradation et de déformations que nous venons de définir.

---- Les tracés des cours d'eau de la périphérie du dôme:

Ces tracés font apparaître trois cas distincts:

(1)- Les "combes" cataclinales, à dessin rayonnant, des rus élémentaires ou à faible hiérarchisation de l'extrémité péri-anticlinale du grand pli Nord de la Vaunage, de Souvignargues à Parignargues: combe anonyme du Sud de la Barbin, Font d'Auroux, combe du Terme et haut segment du ruisseau de Massargues (dont la partie aval s'oriente selon une position "subséquente" par rapport à la corniche miocène de Montpezat), Combe Obscure, de Dort et Buron. Il est évident que ces drains n'ont pas eu la possibilité de s'organiser davantage: tant parce qu'ils apparaissent comme une réponse au diastrophisme récent qui a gauchi les flancs nivelés de l'anticlinal que parce que, déjà sous-adaptés climatiquement, ils se sont trouvés menacés de tarissement par infiltration, dès lors que l'inversion du relief s'affirmait au centre du dôme ou, plus largement, que progressaient les écoulements souterrains.

(2)- Les ruisseaux et "cadereaux" du Sud-Est: Le cas le plus intéressant est celui du ruisseau de Rianse-la Pondre. Encaissé, dans sa partie aval, par suite de l'influence du faible niveau de base de la plaine du Vistre, évoquant, sur ce point, le cas du grand Cadereau de Nîmes, tout voisin, sa partie amont, ainsi que les princi-

paux affluents qu'il reçoit, dissèquent le crêt Nord de la Vaunage. Sa position apparaît donc "obséquente", par référence à ce dernier. En réalité, si l'on rapporte son tracé d'ensemble au quadrant Nord-oriental du dôme complexe, l'on voit que son cours est antérieur au dernier mouvement de l'anticlinal de Maruéjols-Caveirac dont il traverse la retombée périclinale et que, resséquent, il s'est établi en fonction du replat de 170 mètres -- sorte de coin intermédiaire -- du Nord et du Nord-Est de ce même village de Caveirac. On reconnaît son orientation, dirigée vers le Sud-Est et, l'Est-Sud-Est, conforme à la pente du bloc abaissé qu'isole la faille de Langlade. Aussi s'est-il montré conquérant, aux dépens du flanc Nord de la Vaunage, du moins jusqu'à la rencontre de l'écaille synclinale de Peyreloube.

Le ruisseau de Caveirac dont le segment amont suggère un tracé et une origine pareils, a été conquis par le bassin du Rhôny.

Le fait que ce type de réseaux soit partiellement désorganisé par l'affouillement de la combe de Caveirac, l'impression qui résulte de l'alignement des têtes de vallons au pied du relief de Peyreloube, la gêne qu'a dû imposer le jeu du grand anticlinal Nord, nous confirment dans l'opinion que l'affaissement du flanc Est du dôme (que nous attribuons au Pontien) est antérieur au gonflement ultime de l'entité de Maruéjols-Caveirac (dévolue, par nous, au Villafranchien) (E.COULET, 1971, p.309).



- ① Glacis d'épandage Riss (?)
Paleosol chocolat
Couverture > 3m. de greve de calc. marneux bien calbrée
Cryoturbations
- ② Glacis-versant développé par ruiss. sur sol gelé à partir de l'entaille Riss-Wurm
- ③ Nappe Wurm, periglac. atténue (terreux, mal calibre)
- ④ Glacis d'érosion Wurm sans pierraille (relouchant probablement un glacis Riss)
- ⑤ Versant régularisé, periglaciaire, polygénique Riss + Wurm

(3)- Quant au drainage périphérique du domaine Sud-Ouest de la Vaunage (Valat de Play-cine- ruisseau de Lissa et ruisseau du quartier du Plan des Vignes), il est surimposé à travers le voile de molasse, aujourd'hui en grande partie démantelé. On ne peut rendre compte autrement des cluses de l'Ouest de Congénies, ni de la percée conséquente du Mas Rieu près d'Aubais. Du reste, comme toujours en régime d'épigénie, l'on retrouve des cas, pour ainsi dire exceptionnels, d'adaptation de détail à la structure (ruisseau des Près, à l'Ouest d'Aujargues).

Là encore, la sous-adaptation climatique s'impose à l'observation du contraste entre les vallées assez amples et les lits actuels réduits et demi-figés. La même notion concerne le réseau du Rhône, responsable de l'inversion du relief.

c)-L'inversion du relief et les formes climatiques quaternaires:

Les conditions d'établissement du tracé du Rhône nous paraissent composites: il a dû, avant tout défoncement du système des combes, naître comme le ruisseau de Rianse, sur les niveaux re-touchés au Pontien et au Villafranchien; par ailleurs, entre Mus et Vergèze, il est évident qu'il est surimposé au travers du voile molassique, à l'instar du Valat de Playcine- ruisseau de Lissa . C'est qu'il a été favorisé par l'accentuation de la "pente régionale" vers le Golfe du Lion.

Il est naturellement impossible de dater avec précision les débuts de l'inversion du relief. Notre conviction est, néan-

moins, qu'elle est récente, pour l'essentiel postérieure au méplat villafranchien. Rappelons, en effet, qu'il existe, aux flancs du dôme anticlinorial, des témoins de couvertures paléogènes ou néogènes (Oligocène lacustre du Mas Neuf et de Peyre Fioc, lambeau de molasse de l'Est du Mas d'Auquier), conservés en des positions plus ou moins menacées. Or, on ne trouve rien de comparable à l'intérieur du système des combes où les sites de refuge sont plus nombreux. Aucune trace de molasse miocène (sauf, comme on l'a vu, vers Junas); pas de sables astiens décelables; et cela bien que les niveaux locaux atteints par l'étalement des deux mers transgressives en cause y eussent aisément permis leur ingression. Nous admettrions donc volontiers que l'éventration du dôme est postérieure à ces dépôts et constitue une réaction subséquente aux déformations du Villafranchien ancien (et peut être très légèrement post-villafranchiennes). En tous cas, l'agrandissement des dépressions anticlinales, sinon l'incision initiale, s'est prolongée fort avant dans le Quaternaire, mettant à profit la vulnérabilité au gel du calcaire hauterivien et de la marne valanginienne -- phénomène désormais purement climatique.

De fait, on ne trouve, au creux de la Vaunage, ni formes ni formations qu'on puisse faire remonter au-delà des termes les plus récents du Pléistocène moyen.

En parcourant la D.137, du pont du Rhône, on peut contempler, avec une altitude relative de l'ordre du mètre au-dessus du thalweg et quelques mètres de large, une très basse terrasse à l'altitude de 32 mètres, qui n'est qu'un élément submersible du lit

majeur. Le lit ordinaire, s'engorgeant, fait l'objet d'opérations de curage, au cours desquelles on nettoie également les berges. De la sorte, il est possible d'observer la composition de ce très bas niveau: limoneux, de teinte gris noir, exprimant une forte charge en matière organique, en l'absence de toute évolution pédologique décelable. L'âge post-würmien s'impose.

Au-delà, en direction de Calvisson, se développe, après un talus de 1,5 à 2 mètres, un glacis large d'environ 400 mètres. Il est modelé dans une couverture dont la puissance excède rarement un mètre, montrant une matrice fine abondante et peu colorée en ocre, avec un cailloutis pluricentimétrique anguleux et peu abondant. L'évolution pédologique y est peu marquée. La pente s'élève lentement de l'Est à l'Ouest de 34/35 mètres à 39/40 mètres. De la sorte, ce glacis apparaît comme le flanc de la vallée du Rhône, pos-sédant, du reste, son symétrique sur l'autre rive de la rivière, on reconnaît là une forme würmienne.

Enfin, de 40 à un peu plus de 50 mètres, s'étend le principal glacis du creux de la Vaunage où s'inscrivent les vallées du système du Rhône, forme incomparablement plus vaste que les précédentes. Le "creux du Chaffre" (ou ancien stade de Calvisson) y fournit une coupe profonde de 2 mètres et de grand développement latéral. Dans le sens vertical, elle n'atteint généralement pas la base de la couverture du glacis et montre deux niveaux. En bas, , un cailloutis centimétrique, très abondant par rapport à la matrice limoneuse ocre qui fournit cependant quelques lentilles homogènes

irrégulièrement réparties. Le faciès de gélifrac^ts à cupules est net; la cohérence du dépôt, médiocre, malgré une tendance à l'induration du limon interstitiel; à l'angle Nord-Est de l'ancien stade, on peut relever des figures à peine esquissées de cryoturbation. Au sommet, un limon ocre clair à crotovinas (galeries emplies de terre plus rouge, observables à l'angle Sud-Ouest) porte un sol brun. L'évolution pédologique est assez nette, en effet. Si l'horizon supérieur, bouleversé par la culture, renseigne peu et si le colmatage argileux est faiblement prononcé, sous 70 à 80 centimètres apparaissent des "poupées" calcaires (angle Nord-Est). Il s'agit d'un sol fersiallitique modal à réserve calcique non encore détruite dans les parties hautes. A tous ces traits nous pensons pouvoir, comme l'ont fait respectivement J. TRICART et R. RAYNAL lors de leurs passages en Bas-Languedoc, reconnaître le niveau rissien.

Il se raccorde aux versants, avec seulement une pente accrue, une couverture moins épaisse et un matériau plus grossier, comme on peut le voir au Nord de Clarensac, sur la D.1 (cote 106, f. de Sommières, 1/20 000ème, n^{os} 3-4). A la différence du glacis würmien qui est une forme de versant, le glacis rissien prend l'ampleur d'une forme de piémont. Au-dessus de lui, s'organisent de grands versants concaves réglés, rarement dominés de vraies corniches, comme nous l'avons mentionné au chapitre V, et que griffent de modestes bad-lands actuels. Naturellement, la Vaunage pose déjà des problèmes évoquant le pays nîmois.

CHAPITRE IX

Nous réunissons dans ce chapitre les "extrêmes" orientaux et occidentaux du Bas-Languedoc; cette démarche n'a rien d'artificiel, dans la mesure où la comparaison s'impose entre la Costière nîmoise et le Biterrois, pays de galets et musées de formes quaternaires.

VI- Le pays nîmois:

Le plateau calcaire et marno-calcaire d'âge crétacé inférieur auquel s'adosse Nîmes, est bordé, au Nord, par la vallée de l'Alzon et par celle du Gardon inférieur où la première conflue, et confronté, à l'Est et au Sud-Est, avec le pays rhodanien que le grand fleuve alpestre a semé de ses dépôts. Ceux-ci sont essentiels aux paysages de la Costière que la vallée du Vistre sépare, de plus en plus nettement vers l'aval, de la Garrigue Nîmoise et de la Vaunage.

A- La Garrigue Nîmoise

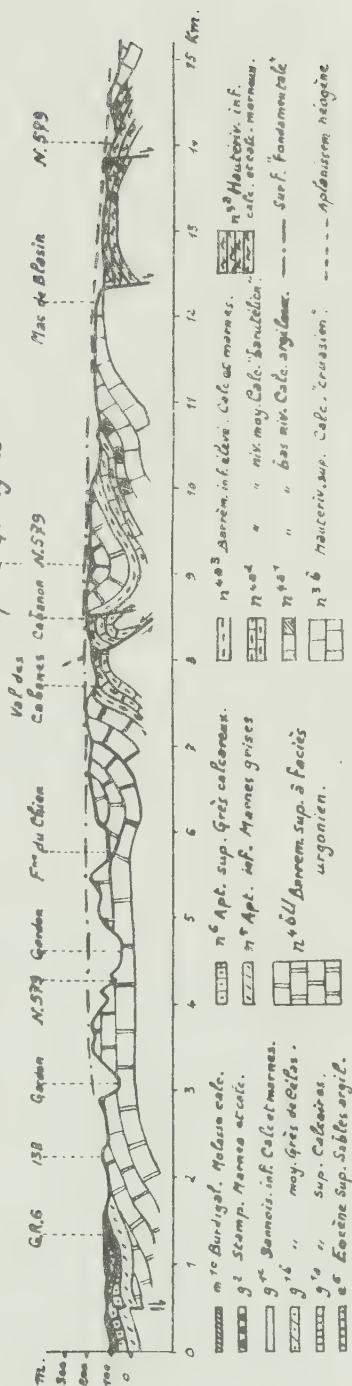
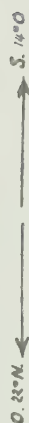
1- Données et problèmes géologiques:

Prolongeant le flanc Nord de la Vaunage, elle la rappelle à bien des égards, au point que leur regroupement dans un même ensemble a pu paraître légitime (A.BILLANGE, 1942-43, 286 p.); toutefois, une certaine originalité s'impose, de plus en plus nette vers le Nord-Est, tant en ce qui concerne la lithologie que la structure, le karst et l'empreinte climatique du Quaternaire.

a)- La lithologie:

Le chercheur, familier de la Vaunage, ne sera pas dépay-sé par les marno-calcaires bleuâtres de l'Hauterivien moyen, ni par le faciès "à débris", blanchâtres ou jaunâtres, plus ou moins scintillants et durs sous le marteau, des calcaires de l'Hauterivien supérieur ou "Cruasien", et pas davantage par les marnes du Barrémien inférieur, épaisses de 300 mètres, où s'intercalent les calcaires marneux, à pâte oolithique et à délit grumeleux, blanchâtres, encore que quelquefois veinés, des carrières de Barutel, utilisés dans la construction des Arènes de Nîmes. Mais la moitié Nord de la Garrigue nîmoise est le domaine du Barrémien supérieur à faciès urgonien, acquérant une puissance de 500 mètres. De la sorte, l'on peut constater avec P.MARCELIN (1971,p.218), que l'importance des marnes décroît et celle du calcaire augmente, sans que ce phénomène soit rigoureusement progressif, lorsqu'on se déplace, sur ces plateaux, du Sud au Nord. L'Urgonien, toujours zoogène et néritique, fortement lapidifié par une calcite brillante et cristallisée, se présente d'abord comme une roche blonde à silex, puis blanche, cristalline, avec, peut-être, une moindre résistance aux abords du canyon du Gardon -- très relatif affaiblissement qui pourrait provenir de l'abondance locale de bandes broyées. Ces roches cataclastiques, traditionnellement connues sous la dénomination un peu impropre de "mylonites", avancée par P.MARCELIN (1926,pp.66-68), mettent l'accent sur l'importance d'efforts compressifs plus vigoureux que ne le laisserait supposer le schématisme apparent de l'ordonnance structurale.

Garrigue nîmoise (feuilles de Nîmes et d'Uzès sur 500 noyons).



b)-La structure:

-Le style plissé:

Du Sud au Nord, le schéma pyrénéo-provençal fait alterner les ondulations des couches, négatives et positives, avec une direction d'ensemble Ouest-Est, quelquefois légèrement infléchie en Ouest- Nord-Ouest, Est - Sud-Est, prolongeant le style déjà défini en Vaunage (plis tendant à se déverser au Nord, de rayon de courbure plus étroit au Nord-Ouest qu'au Sud-Est); ainsi se succèdent (M.GOTTIS, 1957-64, pp.114-115):

- Le synclinal de Vaqueyroles, à berceau du Barrémien inférieur.
- L'anticlinal de Nîmes, à coeur d'Hauterivien inférieur et moyen qui s'achève, vers l'Occident, dans le "nez plongeant" de la Rouveyrolle-Montmal.
- Le synclinal du Mas de Granon, qui se ferme périclinalement à l'Est de cet écart.
- L'anticlinal du Camp des Garrigues, (f.de Sommières), dont l'axe paraît se prolonger dans la figure également anticlinale du Mas de Calvas (f.de Nîmes).
- Ployant l'Urgonien sur une bonne partie de sa longueur, le synclinal de la Calmette, les Charlots, Mange Loup, Souteyrannes, val à l'Ouest, proue de carène aplanie mais perchée, à l'Est.

- Lourd anticlinal de Poulx-Cabrières, éventré en demi-combe ouverte à l'Orient, avec crêts urgoniens dominant une dépression axiale, déblayée dans le faciès marneux du Barrémien inférieur.
- Synclinal de Sanilhac, dessinant un val discrètement colmaté, sous des formations quaternaires, par un mince voile de molasse.
- Brachyanticlinal de la Castelle-Garrigues de Perret-Sagriès, en forme de mont, où l'Urgonien affleure seul.
- Gouttière synclinale de l'Alzon-Argilliers-St-Hilaire d'Ozilhan.
- Enfin, en pays d'Uzès: anticlinal de St-Maximin, éventré par la série des combes de Valliguières.
- Les phénomènes brisants:

D'une édition à l'autre, grâce aux progrès de la recherche, la carte géologique détaillée enregistre une épure structurale de la Garrigue Nîmoise, compliquée par l'introduction d'accidents brisants plus nombreux. De fait, la troisième édition de la feuille d'Avignon au 1/80 000ème, publiée sans notice, et la minute de la feuille de Nîmes au 1/50 000ème, montrent, comme en Vaunage, trois directions entre lesquelles se partagent les cassures, soit: voisins de l'Ouest-Est; Nord-Ouest, Sud-Est; Sud-Ouest, Nord-Est.

La première est particulièrement bien exprimée par le quasi-alignement des accidents du Château de Roquecourbe et du Mas St-Nicolas qui recoupent sous un angle très faible l'axe de la

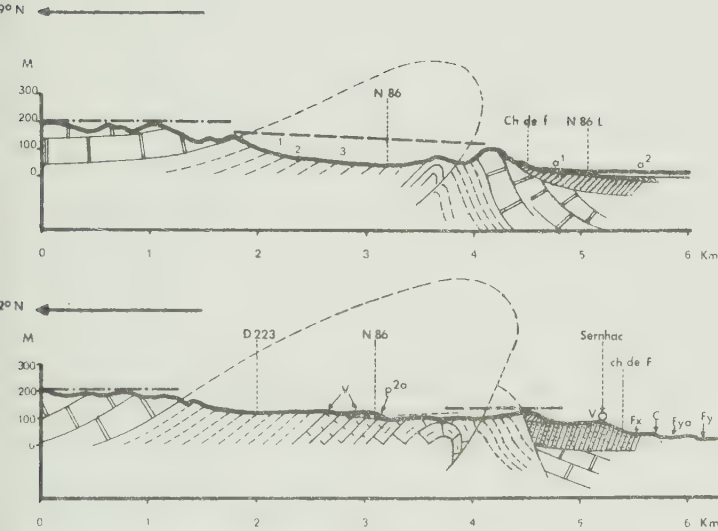
demi-combe de Poulx-Cabrières et, localement et alternativement, substituent à ses abrupts de crêts opposés, des abrupts de ligne de faille révélés. Cet accident à une allure inverse significative. Ce type de faille paraît donc parfaitement intégré à l'architecture pyrénéo-provençale. Il a ses équivalents, à l'Ouest (f. de Sommières), vers la Barbin, Vallongue, le Mas de l'Oume.

La seconde direction tectonique inclut les cassures Nord-Ouest, Sud-Est qui s'intègrent dans le champ compliqué du Nord et du Nord-Est immédiats de Nîmes, en style "d'éclats de vitre". Les pendages relevés aux environs du Mas d'Alesti, entre le carrefour ferroviaire et le village de Courbessac, révèlent l'existence d'un petit mouvement synclinal d'orientation subméridienne, affectant perpendiculairement l'axe de l'ample mouvement de l'anticlinal du Mas de Calvas, et qui n'est sans doute pas étranger aux phénomènes de serrage induits par le jeu de ce petit champ de failles, à l'approche du grand accident de Nîmes.

Celui-ci définit la troisième direction tectonique, Sud-Ouest, Nord-Est. Depuis le Sud-Ouest, jusqu'à la latitude de Bezouce, il conserve ces caractères équivoques que nous avons relevés au droit de la Vaunage et qui le rendent pour reprendre l'expression même dont nous avons usé ci-dessus "plus aisé à déduire qu'à observer": d'un côté la rigidité d'ensemble du contact entre un bloc Nord-occidental dont l'élévation tectonique est manifeste et, en opposition, un compartiment Sud-oriental abaissé; de l'autre, un tracé de détail fortement lobé et un humble commandement que contribuent à effacer des formations de pente ou des dépôts alluviaux

COMBE DE LEDENON

feuilles de Nîmes et d'Uzès au 1/50.000^e



PARTIE NORD

glacis : niveaux 1
2
3

a¹ : terrasses du Gardon
de très faible extension

PARTIE SUD

Fy : terrasse du Würm terminal

Fy⁰ : " Würm I

Fx : " Riss

C : colluvions

V, V : niv. villafranchiens

Donau & Gunz ?

	Cailloutis quaternaire épais		n4a3 Barrem. inf. élevée marnes et bancs calc
	p2a Niv. à Potamides Basteroti		n3 calc hauterivien
	p1 Plioc. inf. marin		n4a2-1 Barrem. inf. calc. marn. dont faciès barutetien
	m2b Helvét. sup. Grès molassique		
	m2a Helvét. inf. Marnes bleues sableuses		
	n4bu Barrém. sup. faciès urgonien		

surface fondamentale

niveau neogène récent

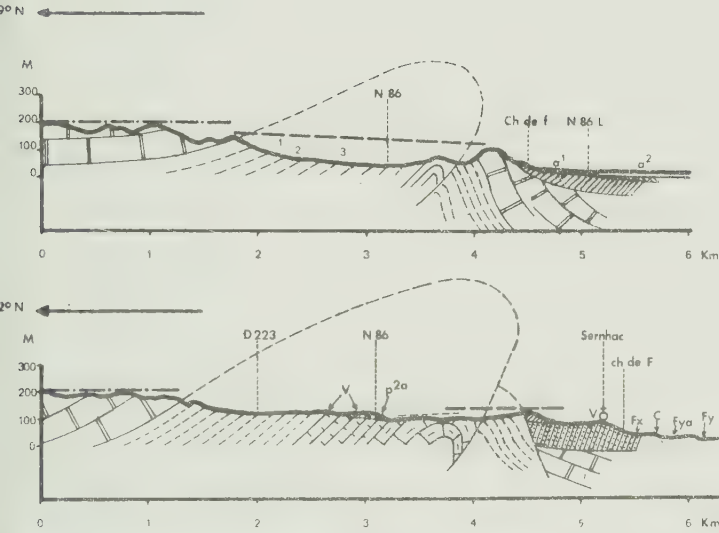
demi-combe de Poulx-Cabrières et, localement et alternativement, substituent à ses abrupts de crêts opposés, des abrupts de ligne de faille révélés. Cet accident à une allure inverse significative. Ce type de faille paraît donc parfaitement intégré à l'architecture pyrénéo-provençale. Il a ses équivalents, à l'Ouest (f. de Sommières), vers la Barbin, Vallongue, le Mas de l'Oume.

La seconde direction tectonique inclut les cassures Nord-Ouest, Sud-Est qui s'intègrent dans le champ compliqué du Nord et du Nord-Est immédiats de Nîmes, en style "d'éclats de vitre". Les pendages relevés aux environs du Mas d'Alesti, entre le carrefour ferroviaire et le village de Courbessac, révèlent l'existence d'un petit mouvement synclinal d'orientation subméridienne, affectant perpendiculairement l'axe de l'ample mouvement de l'anticlinal du Mas de Calvas, et qui n'est sans doute pas étranger aux phénomènes de serrage induits par le jeu de ce petit champ de failles, à l'approche du grand accident de Nîmes.

Celui-ci définit la troisième direction tectonique, Sud-Ouest, Nord-Est. Depuis le Sud-Ouest, jusqu'à la latitude de Bezouce, il conserve ces caractères équivoques que nous avons relevés au droit de la Vaunage et qui le rendent pour reprendre l'expression même dont nous avons usé ci-dessus "plus aisé à déduire qu'à observer": d'un côté la rigidité d'ensemble du contact entre un bloc Nord-occidental dont l'élévation tectonique est manifeste et, en opposition, un compartiment Sud-oriental abaissé; de l'autre, un tracé de détail fortement lobé et un humble commandement que contribuent à effacer des formations de pente ou des dépôts alluviaux

COMBE DE LEDENON

feuilles de Nîmes et d'Uzès au 1/50.000^e



PARTIE NORD

glacis : niveaux 1
2
3

a1 : terrasses du Gardon
de très faible extension

PARTIE SUD

Fy : terrasse du Würm terminal

Fy^a : " Würm 1

Fx : " Riss

C : colluvions

V, V' : niv. villafranchiens

Donau & Gunz ?



Cailloutis quaternaire épais



p2a Niv à Potamides Basteroti



p1 Plioc inf. marin



m2b Helvét. sup. Grès molassique



m2a Helvet. inf. Marnes bleues sableuses



n4bu Barrém. sup. faciès urgonien



n4a3 Barrem. inf. élevé marnes et bancs calc



n3 calc. hauterivien



n4a2-1 Barrem. inf. calc. marn.
dont faciès barutétien

— surface fondamentale

— niveau néogène récent

quaternaires, évidemment non dérangés depuis leur mise en place.

Toutefois, au Nord de Bezouze, la faille de Nîmes (ou l'un des satellites qui lui sont parallèles) devient visible. De Bezouze au Relais de Lédénon, son regard s'inverse, l'Hauterivien supérieur calcaire affleurant à la lèvre orientale et entrant en contact anormal avec le Barrémien inférieur marneux de la lèvre occidentale: d'où une tendance à la mise en saillie de la Garrigue des Fours à chaux, par opposition au bas fond de la Plantade (f. de Nîmes), bien que l'abrupt de ligne de faille ne soit pas nettement dégagé. Cette particularité n'est pas la seule complication. Au-delà du Relais de Lédénon où le regard change d'orientation, une véritable écaille, apparemment chevauchante à l'Ouest, qui avait, dès 1923, attiré l'attention de P.TERMIER (v.Bull.S.G.F., (4ème), t.XXIII, n°9), se trouve dûment figurée par la 3ème édition de la feuille d'Avignon au 1/80 000ème, qui prolonge le tracé de cet accident de détail, jusqu'au flanc méridional de l'anticlinal de Val-liguères, près de St-Hilaire-d'Ozilhou, où il occasionne un décrochement de plus de 500 mètres. Ce rejet horizontal, la liaison de la faille de Nîmes avec l'anticlinal déjeté de Lédénon dont l'axe principal est orienté au Sud-Ouest, Nord-Est et qui, éventré, a donné lieu au développement d'une combe, très différente comme on le verra, de celles de la Vaunage, confèrent, nous semble-t-il, à ce système disloqué, un cachet d'ancienneté dont les éléments ne nous étaient pas fournis plus au Sud. L'implication de la faille de Nîmes dans la tectonique pyrénéo-provençale qui n'était nullement évidente à hauteur de la Vaunage, apparaît plus probable ici.

Nous sommes bien à la limite de deux "panneaux" importants du Bas-Languedoc. Il est, du reste, possible, soit par un jeu d'ensemble, soit de fait du décrochement au niveau du flanc Nord de l'anticlinal de Poulx-Cabrières, qu'ils ne présentent pas, à cet endroit, une pente comparable dans le sens Sud-Ouest, Nord-Est. La tectonique oligocène d'effondrement, mise en évidence dans les sondages de la Vistrenque et de la Camargue, comme on l'a vu, intervient forcément. Mais cet accident majeur se montre encore, ici actif aux temps néogènes. Le prouve la molasse vindobonienne de Sernhac qui s'en trouve affectée. Sans que le recours aux sondages soit ici nécessaire, l'on a donc confirmation d'une phase d'activité pontienne que ceux-là avaient suggérée, plus au Sud. Par contre, les signes de mobilité post-astienne demeurent discrets. Sans doute la faciès astien a été repéré vers 110 mètres dans la combe de Lédénon (proche de la Croix des Soldats et Coste Belle), tandis qu'il n'est qu'à 80 mètres à mi-chemin entre le Relais et le passage à niveau (quartier du Fesc: f.de Nîmes, 1/20 000ème, n°3). Mais la transgression pliocène ayant envahi, ici, un paysage d'érosion différentielle, on ne pourrait rien tirer de ces données si, au Fesc précisément, n'apparaissait une très légère déformation du rivage astien, ployé vers l'Est. Elle suggère que la crise Villafranchienne a été, en ce secteur, à la fois bien réelle et très modérée. Plus proche de notre temps, l'existence de dépôts quaternaires non déformés interdit de concevoir d'autres rejeux sur cette bordure.

--- Problème de l'épirogenèse:

Qu'en est-il, concernant la Garrigue Nîmoise dans son ensemble? La Garrigue Nîmoise a quelquefois été présentée comme un massif anticlinorial au même titre que la Vaunage au Sud-Ouest et l'aire de Lédignan à l'Ouest - Nord-Ouest. Et, sans doute, cette définition est valable, relativement aux trois secteurs bordiers déprimés tectoniquement : gouttière de St-Mamert, synclinal de l'Alzon - Gardon inférieur, gradin effondré de la Vistrenque et de la Costière. Toutefois, la Garrigue Nîmoise, au sens étroit où nous l'entendons, n'est nullement un dôme à la manière de l'entité de Lédignan ou de la Vaunage.

Quelles que soient les dislocations de détail, mentionnées plus haut, c'est précisément en Vaunage que se trouve réalisée la culmination structurale maximale du Languedoc oriental; la Garrigue Nîmoise n'en constitue que le flanc Nord, avec l'apparition, successivement, des faciès de l'Hauterivien élevé, puis du Barrémien inférieur et supérieur. Les altitudes les plus fortes qu'on y rencontre (190-210 mètres) sont le plus fréquemment liées aux affleurements septentrionaux de l'Urgonien et éventuellement à ceux du Cruasien (Bois de Mitau), d'ailleurs biseautés. Le commandement du massif est donc essentiellement dû à la bonne conservation d'aplanissements, en relation avec leur support résistant.

Le problème revient donc à chercher si ces aplanissements ne se sont pas trouvés gauchis tardivement. Il serait prématuré de hasarder une réponse avant de les avoir reconnus et définis. D'au-

tant que les traces des petits organismes hydrographiques n'apportent pas de solution évidente. En effet, la ligne de partage des eaux superficielles s'établit selon une diagonale qu'on obtient en joignant le Serre de Peyre Floc, sur le flanc Nord de la Vaunage (f.de Sommières), au village de Lédénon (f.de Nîmes). Elle traduit davantage l'influence des bordures du massif abaissées par l'érosion, en fonction desquelles elle s'oriente, qu'une adaptation structurale, tectonique ou épirogénique qu'on serait embarrassé de désigner.

Encore s'agit-il de thalwegs affectés par le karst et encombrés de débris principalement quaternaires. Mais c'est déjà aborder les problèmes du modelé.

2)-Les problèmes du modelé: Garrigue Nîmoise Méridionale marneuse; Garrigue Nîmoise septentrionale calcaire:

Cette typologie à fondement lithologique a été fortement marquée par P.MARCELIN (1926, chap.II:pp.57-92 et chap.IV: pp.145-165).

a)-La Garrigue marneuse:

La roche marno-calcaire y est très vulnérable à la gélifraction. De nos jours, après quelques cycles de gel un peu sévère (de -5 à -10°C), dans les secteurs dépouillés par l'homme de la végétation spontanée à vocation de forêt claire, l'on trouve des éclats anguleux, encore en place, avec lesquels il est facile, en réajustant leur puzzle, de reconstituer le cailloux primitif. A plus forte raison, cette roche a-t-elle été sensible en cryoclas-

tisme quaternaire; dans une ambiance climatique naturellement défavorable à l'exubérance du couvert végétal, relevant moins, probablement (et sans paradoxe), des stades les plus rigoureux, secs, marqués d'un gel profond et durable, que des stades de froid plus modéré et plus humide, admettant de nombreux cycles gel/dégel.

Dans les parties les plus marneuses, la destruction de la roche a donné une terre jaunâtre, plus ou moins argileuse - la pseudo "terre jaune méditerranéenne" des anciens auteurs. Elle a fourni la matrice fine des dépôts soliflués ou ruisselés qui emballent ou classent les cailloutis gélifractés, en provenance des passées plus calcaires. Car cette Garrigue marneuse n'est pas aussi dépourvue d'eau que ne le laissent entendre certaines descriptions, inspirées d'un texte d'Onésime RECLUS (La France à vol d'oiseau, t.II, pp.328-329), plus artiste qu'informé. P. MARCELIN (1971, pp.222-230), en énumérant à plaisir sources et puits, analyse les raisons de cette relative richesse que nous retrouverons ci-dessous. Mais richesse vite dissipée au printemps, du fait de réserves insuffisantes et autorisant, au mieux, des écoulements actuels de quelques semaines, en saison froide, réapparaissant, toutefois, assez régulièrement d'une année sur l'autre. Ils n'en donnant pas moins une assez belle idée de la fourniture d'eau, dans les phases climatiques favorables du Quaternaire, justifiant l'érosion des croupes et le colmatage des fonds par des grèzes et colluvions fréquemment pavés. En effet, les terres jaunes et les dépôts caillouteux se sont montrés assez fréquemment profonds pour être mis en culture, mais au prix d'un pénible épierrement,

là, en particulier, où ils étaient fortement pavés, le clavier l'emportant partout sur le lapiès, malgré l'affleurement de quelques têtes rocheuses sur les pentes. Aussi, dans cette garrigue marneuse, profondément humanisée dès les temps néolithiques, l'oeuvre de défrichement a-t-elle été marquée d'une héroïque patience, méritant son nom de "rompude" et donnant lieu à l'édification de murs "cyclopéens" et de "capitolles", monuments de pierres sèches.

Ce qui est une façon de s'exprimer, car ces entassements de cailloux sont des condensateurs de l'humidité atmosphérique, à proximité desquels prospèrent quelques beaux arbres isolés. Les petits écoulements qui en dérivent emportent un peu de carbonates dissous. A ce processus actuel, peu efficace, répond la dissolution qui a, au cours des périodes humides du Quaternaire, émoussé le tranchant des gélifracts dans les dépôts de pente plus ou moins perméables. Finalement, gélifraction, solifluction, ruissellement concentré, dissolution, surtout aux dépens des débris, imposent la notion d'une assez importante perte de matière et justifient la dégradation des aplanissements et la prédominance de versants assez tendus, marquant une tendance au profil convexe, décrits et dessinés par P.MARCELIN (1926, p.56).

b)-La Garrigue calcaire:

Les écoulements subaériens actuels y sont naturellement beaucoup plus épisodiques et aléatoires. C'est le domaine du karst. Le canyon du Gardon, profond de 150 mètres, permet d'inférer des progrès de l'enfouissement des eaux souterraines, réalisés par éta-

pes. L'activité actuelle du karst hypogée est attestée par les sources, non seulement celles du canyon qui posent le problème d'un Gardon souterrain, mais encore celles qui jalonnent le pourtour des affleurements de l'Urgonien: St-Bonnet, Lédénon, Cabrières, Poulx, Mas de Font Froide, de Maillan, de Seynes etc... En contre partie, le karst superficiel revêt une certaine indigence, ni-réelle, ni-apparente. La Garrigue Nîmoise calcaire est ornée de beaux lapiès assez abondants. Elle compte peu de dolines; son seul poljé, réputé antéchattien, est discutable. Mais pour nous en tenir aux petites formes de dissolution en surface, il convient de remarquer leur ensevelissement fréquent sous des couvertures diverses. Parmi ces dernières, en dépit du caractère spectaculaire des éboulis du canyon du Gardon, la part des gélifracts est relativement réduite. L'Urgonien, en effet, n'est que moyennement gélif. Il se débite, certes, sous l'effet de la cryoclastie; mais ses débris ne sont ni très abondants ni très menus (3 à 6 centimètres de grand axe); leur coefficient d'aplanissement est inférieur à celui du Tithonique ou du Lutétien du Bas-Languedoc. Par contre, le Mistral aidant, la portion septentrionale de la Garrigue de Nîmes porte un voile de limons éoliens, ultérieurement ruisselés, fort étendu et quelquefois épais de plusieurs mètres. La plupart ressortissent au Quaternaire élevé. Certains, plus anciens et recouverts éventuellement par les plus récents (communes de Collias, Cabrières, Lédénon, Poulx) sont lehmisés et incorporés à la terra rossa. Mais cette dernière relève encore d'autres origines: elle est le résidu de l'altération des divers épandages siliceux qui ont recouvert le massif. Leurs traces

justifient les ébauches de maquis qui se singularisent parmi les espèces de la Garrigue, avec des essences bonnes indicatrices (Rouvre, Bruyère arbre et Bruyère à balai, Chataignier, encore qu'on puisse toujours soupçonner son introduction volontaire) ou plus tolérantes mais, néanmoins significatives (Arbousier, Gênerrier commun, Ciste à fleurs blanches). L'abondance, dans la Garrigue urgonienne, de tous ces dépôts minces et fragiles, témoigne de la résistance du support calcaire où, du reste, les formes aplanies sont bien conservées.

Si différentes que soient la Garrigue marneuse et la Garrigue calcaire, en pays de Nîmes, elles ont connu les mêmes phases d'évolution. Relativement à celle-ci nous retiendrons: les problèmes des aplanissements ceux du karst, ceux de la livrée climatique quaternaire.

3- Problèmes d'aplanissements dans la Garrigue Nîmoise:

On peut aborder ces problèmes selon deux voies complémentaires: par l'observation directe de formes; par leur confrontation avec les dépôts de valeur corrélatifs. Après cette confrontation, la représentation que l'on peut se faire de l'évolution de ces plateaux aux horizons calmes, paraîtra relativement complexe.

a)-L'observation topographique:

Il n'y a rien à ajouter, à ce propos, aux remarques de A.BILLANGE (1942-43, pp.99-101). Alors que H.BAULIG (1948, p.436) rattache la Garrigue Nîmoise à son "niveau" de 180 mètres, A.BILLANGE souligne qu'en fait, on y observe trois ensembles de cotes

caractéristiques: 210 mètres, 180 mètres et 150 mètres (souvent même moins).

Les altitudes 200/210 mètres dominent au Nord et Nord-Est. Elles ne sont séparées des plateaux de 180/190 mètres par aucun accident tectonique dont on puisse démontrer le jeu ou le jeu récent. En fait, les unes sont liées à l'Urgonien résistant, les autres dépendent des affleurements marno-calcaires. Les deux premières séries de cotes expriment donc le même aplanissement et traduisent, sans plus, l'inégale aptitude des différents faciès à conserver les formes et les altitudes acquises. Nous souscrivons d'autant plus volontiers à cette interprétation que nous avons défendu la notion d'une usure, quelquefois importante et toujours significative, éprouvée par les surfaces d'aplanissements depuis leur élaboration et du seul fait de leur exposition durable aux agents de l'érosion.

Le niveau de 150/160 mètres (se réclamant, parfois, de valeurs moindres) relève davantage d'une construction de l'esprit. On l'obtient en alignant des sommets de croupes dans un paysage disséqué et de caractère périphérique. Les témoins apparaissent, en effet, à l'Ouest, au Nord et au Sud-Est du massif nîmois.

On ne peut donner une signification à cette hiérarchie des formes sans les rapporter, au préalable, aux dépôts de valeur corrélatrice disponibles.

b)-Les dépôts de valeur corrélatrice épars à la surface des plateaux:

Il convient : 1)-de classer ces différents dépôts, 2)- de les rapporter aux deux niveaux topographiques reconnus; 3)- d'en discuter les enseignements.

--- Les types de formations à valeur corrélatives:

P.MARCELIN (1971,pp.254-255) en a fait récemment une énumération soignée. Nous les classerons par ordre d'ancienneté décroissante.

(1)- Parmi les dépôts qui remontent le plus haut dans le temps, il faut mentionner au Fougeras, les sables blancs où se singularise un horizon ferrugineux (avec grés multicolores en galets roulés), à pendage renversé au Sud, au-delà de la verticale, décrite par A.BONNET (1967,pp.11-12), que nous avons déjà mentionnés et qui sont attribuables à un faciès continental du Crétacé élevé, à l'approche de la bordure de l'isthme durancien ou à l'Eocène. Un gisement aquitanien, repérable à 100 mètres au Nord, permet de contrôler que ce dépôt du Fougeras lui est bien antérieur; et, du reste, il se montre davantage impliqué dans les dislocations du Val des Charlots-Mange Leup où l'Aquitainien ne pend qu'à 45° au Sud. Or "sur les plateaux des bords du Gardon, vers Campefiel (180/200 mètres) on rencontre des galets roulés de grés multicolores qui ressemblent au matériel de remplissage du ravin de Fougeras"(P.MARCELIN, op. cit.,p.254), éléments dispersés d'une ancienne couverture de l'Urgonien.

(11)- Plus énigmatiques encore sont les dépôts traditionnellement dénommés " sidérolithiques". On les rencontre dans les

dépressions fermées du plateau de Lédénon (200 mètres), dans le haut du ravin de la Baume, sur l'Urgonien, mais aussi dans une carrière de St-Cézaire et à l'Ecole de plein air du Mont Duplan, à Nîmes même (moins de deux fois moins haut) Connues à Comps, sur le pourtour de la Montagnette et le rebord des Alpilles, influant localement sur la nature du tapis végétal et liées aux roches broyées dont les poches les contiennent, ces formations avaient attiré l'attention de J.de LAPPARENT (C.R.S.G.F., 1924, n°3, pp.23-24). Reprenant leur étude, notamment à St-Cézaire, P.DENANGEON (1959, pp.201-204) ne confirme pas l'opinion exprimée en 1926 par P.MARCELIN (pp.69-71) qui y voyait un phénomène essentiellement commandé par l'altération du support carbonaté. En fait, la roche, "d'aspect assez régulièrement stratifié et discordante sur les calcaires du mur" ... montre ... "une trame blanche assez tendre, inattaquable à l'acide et faisant pâte avec l'eau" ... incluant des pisolithes limoniteux, plus ou moins ... "brisés, ouverts, évidés" ... si bien qu'il y a "... passage à une structure bréchoïde où voisinent des éclats ferrugineux de toutes formes" ... (op.cit.p.202). L'analyse de laboratoire y a mis en évidence, en dehors du fer, l'halloysite, abondante, la kaolinite qui lui est mêlée, et, plus rare, la gibbsite. En outre, quelques débris de Balemmites s'y trouvent. Cette formation montre un contact net avec son mur sur lequel elle a exercé une action rubéfiante. Un rapprochement avec la bauxite s'impose. Les relations avec le substrat karstifié sont évidentes et, peut-être, également, la destruction de couches mésozoïques plus marneuses (Aptien?) comme en témoignent les débris de Balemmites. Car toute

une chimie d'affinités tropicales a laissé là des traces qui réclament l'intervention d'un sédiment autre que le calcaire, riche en silicates d'alumine et en fer. La mobilité de ces substances suppose une saison humide; la fixation du fer à l'état ferrique implique une saison sèche -- à moins qu'il ne s'agisse de cycles humides et secs, alternés. L'imprégnation rutilante du mur est encore un trait commun entre cette "aramonite" et la bauxite. Mais la première est pauvre en alumine libre et constitue un minéral de fer fort. Partant de là, P.DEMANGEON (op.cit., 204) y voit le résultat d'un remaniement de la bauxite, principalement mécanique, dont l'alumine, néanmoins, aurait été éliminée sélectivement. Les gisements des Alpilles procurent un argument favorable à cette justification, par le fait que bauxite et "aramonite" y voisinent. Il n'en va pas de même pour la Garrigue Nîmoise où l'on peut, néanmoins, supposer que le remaniement en cause aura affecté des termes du rivage de l'isthme durancien et différents dépôts de caractère continental, dont la formation de Fougeras permet d'imaginer les faciès, riches en silicates et en fer. Mais, fût-ce en présence d'eaux acides, il est plus difficile de concevoir, à partir d'une bauxite primitive ou d'un dépôt détritique apparenté, une sorte de lessivage de l'alumine, ce composé ne passant pas pour particulièrement mobile. Le processus inverse apparaît beaucoup plus vraisemblable et conforme à l'enseignement des "chaînes" de cuirasses dans le milieu tropical (R.MAIGNIEN, 1958, Mém. Serv. Carte Géol. Als. Lorr. t.16, 235p.), savoir: le lessivage des silicates et du fer dans une ancienne concentration bauxitique ou apparentée, leur transport, plus bas

et plus loin, et la constitution d'un nouveau dépôt argilo-ferrugineux. Cette conception a, en outre, l'avantage de mettre la genèse de "l'aramonite" en rapport avec un milieu climatique de chimisme moins actif que celui qui a prévalu à l'Aptien, et correspondant à l'idée qu'on peut se faire de l'âge de sa fixation dans les gîtes où on la trouve aujourd'hui et qui doit être oligocène, au sens large. En effet: "l'absence d'épidote dans la fraction détritico-indique"... un âge ... "antérieur au Néogène" (op.cit.p.204). ROMAN et MARCELIN auraient d'ailleurs observé, au Nord de la Montagnette, la superposition, à l'un des gisements de cette roche, des conglomérats de base du Burdigalien (P.DEMANGEON, 1959, p.204). Rappelons que, dès le chapitre III, nous avons signalé, sur un plan plus général, débris ferrugineux et enduits rutilants ou noirâtres comme signalétiques des grands aplanissements languedociens.

(111)-Le petit gisement du Puech du Teil, dans sa banlieue Sud-Ouest, est bien connu des naturalistes de Nîmes. Vers 90 mètres d'altitude, sur l'Hauterivien moyen à gros bancs, reposent en discordance, eux mêmes inclinés, des grés du faciès de Célas, avec une couche d'argile justifiant une source perchée et des calcaires à Gasteropodes d'eau douce. Cet élément de couverture sannoisienne, discordant et dérangé, prouve bien la pluralité des efforts tectoniques subis par la Garrigue Nîmoise: obligatoirement, des épisodes diastrophiques ont précédé et suivi son dépôt. En outre, comme P.MARCELIN le notait dès 1926 (p.72), il faut bien que les constituants siliceux des grés soient venus d'ailleurs, déposés dans une nappe aqueuse beaucoup plus étendue.

Par suite d'une même appartenance aux faciès de grand transport, il nous paraît légitime de rattacher à l'Oligocène inférieur, depuis démantelé, la plupart des quartz émoussés de centimètres millimétriques à centimétriques que l'on trouve, aujourd'hui, épars en divers lieux de la Garrigue Nîmoise. Petits quartz arrondis subordonnés au Quaternaire du vallon de Vaqueyroles et découverts lors du creusement d'un puits (135 mètres); galets quartzeux du Bois de Vaqueyroles tout proche (160 mètres); petits quartz, encore, au sein d'une grotte du Serre de Mirabel (vers 100 mètres); sables argileux et siliceux, proches du Pic de Guerre (200 mètres) dans le champ de manœuvres militaires et, également, au Sud-Est dans le voisinage du Bois Mitau (180 mètres).

(IV)- Aux carrières de calcaire à silex de la route d'Alès, à la sortie de Nîmes (Hauterivien supérieur de faciès cruasien) "sont d'étranges remplissages d'argiles, de marnes et de menus débris osseux, usés par le vent comme les silex que l'on y rencontre et dans lesquels on a trouvé un kongeur du Quaternaire ancien". (P.MARCELIN, 1971, p.254). Ce dépôt de remplissage bien daté, remanie évidemment une phosphorite, (sans doute, guère plus ancienne, comme la recherche en a fait apparaître en d'autres points du Languedoc, notamment au Lazaret de Sète).

(V)- Enfin il existe, en divers points de la Garrigue Nîmoise, des cailloutis alluviaux quartzeux et quartzitiques à l'émoussé ovoïde, aux diamètres décimétriques et dotés de la patine blonde bien connue dans le Villafranchien. Mais cet ensemble doit

être divisé en lozs dont la mise en place s'est échelonnée dans le temps. Nous les avons déjà signalés, d'origine gardonienne, dans le secteur de Dions-la-Calmette à 130/140 mètres aux Espélugues, à 90/100/110 mètres, de part et d'autre de la Nale (110 mètres, au Nord - Nord-Est de Cante Perdrix; 90 mètres au Nord-Ouest; 100 mètres au flanc du Puech Cabane, au Nord-Est de Larialle). De tels dépôts existent, surtout rhodaniens cette fois, à 130 mètres dans la Combe de Lédénon et vers 60 mètres sur le rebord méridional de la Garrigue. P. MARCELIN (1971, p.254) mentionne encore ces cailloutis à 200 mètres sur le plateau de Lédénon. Avouons qu'en parcourant ce plateau " du télégraphe", nous avons relevé quelques quartzites rhodaniens, mais si isolés et si rares que nous les avons classés parmi "les alluvions de charrettes" -- sauf à n'avoir pas réussi à retrouver le gisement principal.

--- Dépôts et niveaux

Si l'on reporte ces dépôts aux altitudes où ils ont été repérés, il convient de réserver: 1)-le cas des alluvions gardoniennes et rhodaniennes, relevant d'un Quaternaire assez ancien et sur lesquels nous reviendrons, à propos de la Vistrenque; 2)-celui des argiles à silex et à phosphorites qui ne dépendent que de l'évolution karstique et du climat venteux des débuts du Pléistocène.

Les formations auxquelles l'origine que nous leur assignons confèrent un âge cénozoïque moyen (lambeau du Puech du Teil, quartz épars, "aramonite") ont pour caractère essentiel de se re-

trouver aujourd'hui, partiellement ou totalement démantelées, à des altitudes extrêmement variables, intéressant les deux aplanissements, inégalement intacts, que nous avons retenus.

Quant au sédiment du Fougeras, le plus ancien, impliqué dans les dislocations cassantes qui accompagnent le synclinal pyrénéo-provençal des Charlots, il est intéressant d'en retrouver les débris sur le plateau remarquablement aplani de Campefiel.

---- Données du problème et interprétations divergentes:

On conçoit que de tels faits aient donné lieu à des interprétations divergentes:

Ainsi, P.GEORGE (1935) reprenant dans sa thèse certaines idées de Ch.COMBALUZIER (1932), estime que la topographie actuelle de la Garrigue Nîmoise est encore très proche du modelé éocène, prenant en considération le réseau fluvial branché sur le Val des Charlots, en partie fossilisé par les formations oligocènes.

Non sans prudence, A.BILLANGE (1942-43), sensible à la dispersion des débris que nous avons énumérés et classés ci-dessus, rétorque que des formations qui ne sont plus en place, pour la plupart, ne sauraient fournir d'enseignements précis.

Nous lui accorderons bien volontiers que la "pastille" du Puech du Teil qui, elle, est bien en place, ne renvoie à aucun aplanissement observable actuellement. Reste, cependant, à expliquer comment tant de fragments menus, provenant de dépôts d'ancienneté certaine, traînent à la surface de ces plateaux, répartis assez

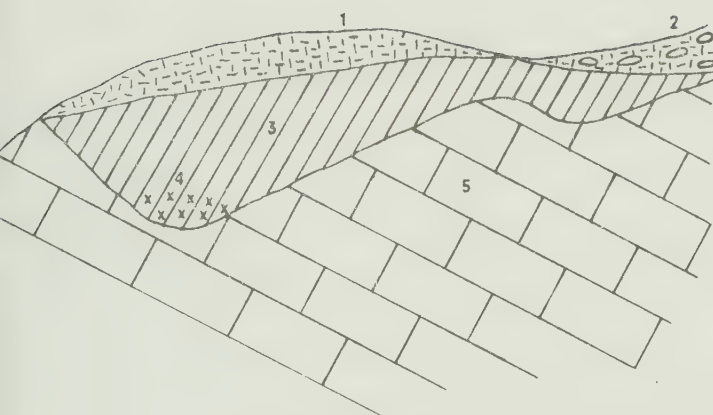
indifféremment sur deux niveaux, grâce à la médiocre protection des sillons de lapiès, des pièges de clapiers, emballés dans la terra rossa peu profonde des "plaines" de Garrigues ou des poches karstiques subsuperficielles, tous abris auxquels il n'est pas question d'attribuer un âge dont l'ordre de grandeur atteindrait quelques dizaines de millions d'années.

D'où le recours que nous proposons, à la notion de voile protecteur.

---- Garrigue Nîmoise et voiles néogènes transgressifs.

(1)- Evoquée à propos de la Vaunage voisine, la question des rapports de la Garrigue Nîmoise avec la transgression nîmo-cène ne comporte pas, actuellement, de solution sans équivoque, en raison des cotes d'altitudes maximales atteintes par les lambeaux observables de la molasse.

Le Burdigalien inférieur gréseux et verdâtre est à 110/120 mètres à Sanilhac. Les mêmes altitudes concernant le faciès calcaire du Burdigalien supérieur de Vic. Mais dans les deux cas, en raison de la minceur de ces témoins, il s'agit manifestement de la base de dépôt dont le sommet a été plus ou moins érodé. Aux environs mêmes d'Uzès, la série burdigalienne est plus complète (grés, sableux et calcaires, successivement). De la sorte, sans perdre de vue les effets de l'ablation, on peut accorder davantage d'importance à la cote atteinte actuellement par le terme le plus élevé: 140 mètres. Or, les termes inférieurs parviennent à 120 mètres à 4 kilomètres de là, aux limites des Bois de Larnac et



— Env. 1m

- 1 _ formation de pente
- 2 _ formation de pente avec debris de molasse
- 3 _ molasse
- 4 _ brèche avec débris de calcaire anguleux dans la molasse
- 5 _ crétacé inférieur

Coupe schématique relevée dans le village de Théziers (Gard)

de St-Quentin-la-Poterie, au Nord-Ouest de ce village (f.d'Uzès).

C'est que le voile miocène est dénivélé par des mouvements qu'on peut apprécier à deux échelles différentes: 1)- d'une part, le basculement néogène d'ensemble du Bas-Languedoc vers la Méditerranée; 2)- d'autre part et dans le détail, un rejou de certaines structures plissées: ainsi le relèvement du flanc Nord du synclinal de St-Quentin-la-Poterie, plus vigoureux que celui du flanc Sud. Le mouvement d'ensemble apparaît donc, localement, comme la résultante de ces déformations de détail.

Celles-ci affectent également l'Helvétien du Val du Gardon entre Vers et Castillon-du-Gard. L'horizon supérieur gréseux qui se tient vers 75 mètres, près de Vers, culmine à 115 mètres au débouché de la Combe du Merle (f.d'Uzès) où il entre directement en contact avec l'Urgonien. Rappelons, sur ce même terrain, les dépôts de 220 mètres de Pouzilhac et des abords de St-Laurent-la-Vernède, ainsi que les perforations de lithodomes qui rendent vraisemblable un rivage de 250 mètres dans l'Uzégéois septentrional. Comme le Budigalien, présent à l'amont, vers Collias, et à l'aval, près d'Aramon et de Beaucaire, paraît faire défaut dans cette section intermédiaire du Val du Gardon, il faut sans doute admettre un épisode de glyptogenèse intra-miocène, en même temps qu'un certain diastrophisme synsédimentaire, pour partie au moins.

L'on a vu, néanmoins, à propos de la combe anticlinale de Lédénou, que l'essentiel des déformations relevait de la crise pontienne, avec, encore, un faible gauchissement post-astien. C'est

ce qui rend difficile l'utilisation de la cote 150, atteinte par la molasse de Sernhac (grés helvétique).

Dans ces conditions, l'on peut affirmer que la transgression miocène, envahissant la région nîmoise a rencontré des secteurs déformés (et partiellement en proie à une érosion de caractère sélectif). C'est le cas de sa lisière Nord où, entre les vaux de Sanilhac et de l'Alzon-Gardon inférieur, le petit massif de la Castelle-Garrigues de Perret-Sagriès a été incontestablement submergé. A l'Ouest l'ingression s'est aussi manifestée, comme l'on sait, à partir de la gouttière de St-Mamert-St-Chaptes. Au Sud-Est, les topographies abaissées dans le champ des fractures de Nîmes-Courbessac ont été partiellement recouvertes par la mer des molasses dont les dépôts actuellement démantelés, auraient laissé des traces autour et dans la brèche du Quaternaire ancien de la 4.U.F. de Nîmes (L.ROBERT-BAZILLE, 1974, se référant à P.MARCELLIN). Mais si la mer miocène a cerné la Garrigue Nîmoise et s'est installée sur ses parties les plus basses, il est difficile de décider si, oui ou non, elle a occupé ses points hauts.

(11)- Par contre, il est certain que la mer pliocène est demeurée en contrebas de ces plateaux. Certes le rivage de 50 mètres environ que nous avons pu observer, en compagnie de P.MARCELIN, au pied du Mont Duplan nîmois, n'est sans doute pas le plus élevé qu'ait atteint cette ingression. Plus significatifs sont les dépôts conservés dans la combe anticlinale, près de Lédénon et de St-Bonnet. Ils témoignent du fait que l'inversion

de relief s'y est amorcée en réaction à la crise pontienne et renvoie, en tant que topographie dominante, l'élaboration de l'aplanissement de 200 mètres (plateau "du télégraphe") à un âge antérieur à cette crise diastrophique.

Dès lors, il nous paraît possible de proposer une explication des aplanissements de la Garrigue Nîmoise.

c)- Genèse et définition des aplanissements de la Garrigue Nîmoise:

Le schéma évolutif que voici nous paraît rendre compte de l'ensemble des faits exposés ci-dessus:

(1)- La phase paléogène du modelé:

Cet épisode est attesté par la persistance du témoignage des cailloutis siliceux de grand transport, tandis que les dépôts "d'aramonite" en définissent l'ambiance climatique. La topographie effacée de la fin de l'Eocène et de la première partie de l'Oligocène règne alors sur la Garrigue de Nîmes. Elle a nivelé les accidents pyrénéo-provençaux, failles et plis, notamment le Val des Charlots, comblé par la formation du Fougeras, elle-même impliquée par ces dislocations. Sur le plateau de Campesfiel, les débris de cette même formation s'incorporent à la couverture oligocène.

Mais cette topographie paléogène n'est pas restée intacte.

(11)- Diastrophisme stampo-aquitainien et transgression miocène:

Le relief effacé de l'Oligocène inférieur est affecté de déformations vers la fin de cette époque. Celles-ci concernent la

façade Ouest de la Garrigue Nîmoise, grâce au rejeu de la gouttière de St-Mamert-St-Chartes, comme nous l'avons vu, tandis qu'à l'Est se manifeste la faille de Nîmes, entraînant l'abaissement du secteur marqué par le champ des fractures qui s'étendent de cette ville vers Courbessac et que, sans doute, s'exalte l'anticlinal de Lédénon. D'autres rejeux de structures antérieures sont probables, comme le suggèrent les pendages de l'Oligocène proche du Fougeras.

Ainsi la Garrigue Nîmoise apparaît-elle, à la fin de l'Oligocène, comme un môle sur les bordures duquel commence à mordre l'érosion.

C'est pourquoi la transgression miocène envahira la dépression synclinale du Bas-Cardon, subdivisée, vers l'Ouest, entre les vaux de l'Alzon et Sanilhac, et la région du Mas d'Argelas. En outre, la montée du niveau marin aura empêché la dispersion des dépôts corrélatifs du modelé paléogène, soit que la Garrigue Nîmoise ait été largement fossilisée par la molasse, comme l'avait admis P. GEORGE, soit que seules fussent envahies les parties périphériques récemment abaissées, la position du niveau de base et le régime biostasique qui s'établissaient alors, ayant suffi à paralyser l'érosion. La dissolution aréolaire, réalisée sous le masque des sols forestiers, n'en aboutit pas moins à une regradation de la topographie héritée des temps oligocènes.

Aussi reconnaissons-nous, dans le haut niveau de la Garrigue Nîmoise, quelles que soient les légères retouches subies

depuis, à 180/190 mètres sur les marno-calcaires, 200/210 mètres sur l'Urgonien, "l'aplanissement fondamental" du Bas-Languedoc, antérieur à l'érosion pontienne, laquelle amorce, comme nous l'avons vu, le creusement de la Combe de Lédenon. Une fois encore, nous constatons que cette surface d'érosion oligo-miocène dérive d'une retouche de l'aplanissement sannoisien.

(111)-L'évolution des secteurs abaissés:

C'est aussi le cas des secteurs abaissés, plus largement envahis par la molasse et exhumés de ce sédiment, sans doute retouchés à cette occasion, mais différemment modelés suivant leur appartenance lithologique.

Au Nord, le petit massif de la Castelle-Garrigues de Perret-Sagriès garde l'allure d'un mont démaillotté du voile discordant marin et légèrement surbaissé.

A l'Ouest, aux dépens des niveaux de 150 mètres, comme d'ailleurs de 180 mètres, un relief appalachien est sculpté en creux par développement de dépressions orthoclinales à partir d'un réseau cataclinal, né au flanc de la Vaunage et incliné vers la Braune et le Gardon, exploitant particulièrement le Barrémien inférieur plissé: Vaqueyroles, Vallongue, Mas de l'Oume.

Au Sud-Est, le bas niveau n'a guère subsisté qu'au sommet des croupes à versant convexe décrites par P. MARCELIN.

Processus karstiques et systèmes d'érosion dépendant des oscillations climatiques récentes ont contribué à cette oeuvre de dégradation.

4 - Écoulements subaériens et phénomènes karstiques souterrains en Garrigue Nîmoise:

Mis à part le canyon du Gardon, inadapté si visiblement à la structure, la Garrigue Nîmoise, calcaire et marno-calcaire, se signale par un réseau de vallons, d'inégale densité, mais assez vigoureusement incisés et relativement hiérarchisés.

Héritage, sans doute, mais point complètement périmé. Des écoulements, épisodiques dans l'Urgonien, plus ou moins régulièrement saisonniers dans les marno-calcaires, se manifestent dont l'évacuation des eaux sauvages ne constitue pas, et de loin, la seule alimentation. De ce fait, l'intérêt s'attache aux sources et aux puits, aux réserves souvent difficilement comparables. Leur localisation ne manque pas de signification et leurs types permettent de préciser l'étendue des domaines mérokarstiques et holokarstiques.

Ces derniers se limitent, en somme, aux faciès carbonatés assez purs et résistants: "Cruasien" et "Urgonien".

Les concernant et, plus nettement peut être que partout ailleurs en Bas-Languedoc, le développement remarquable du karst souterrain est hors de proportion avec la relative indigence des figures superficielles de dissolution: deux niveaux d'évolution dont la solidarité paraît rompue depuis longtemps.

Alors que les formes hypogées se sont épanouies en relation avec le perchement du massif, par référence aux basses altitudes qu'ont atteintes les écoulements linéaires allochtones (canyon du Gardon) ou périphériques (Fontaine de Nîmes), c'est, plus par-

ticulièrement, aux processus de regradation ou de dégradation des aplanissements, processus eux-mêmes commandés par les oscillations climatiques, qu'il convient de reporter les manifestations karstiques subaériennes. Aussi ces dernières se montrent-elles oblitérées par les effets de la dynamique périglaciaire ou interglaciaire ou imbriquées avec eux.

a)- Le réseau hydrographique de la Garrigue Nîmoise:

De chaque côté de la ligne de partage des eaux superficielles, étirée des environs du Serre de Peyre Fioc à ceux de Lédénon, comme on l'a vu, le drainage paraît s'être organisé d'abord en direction du Nord, vers la vallée du Gardon (antérieurement à son en-canyonnement), et en direction du Sud et du Sud-Est, vers le fossé du Vistre.

--- Les drains Sud-Nord (ou "valats") sont particulièrement développés dans le domaine occidental (Font St-Pierre et valat des Crottes, confluant pour former la Tourancelle; valat des Lauzières réuni au ruisseau de Vallongue dans la rivière de Vallonguette; ruisseau du Lac; ru d'Andoul-Goutajon). Le plus grand nombre prend naissance au flanc septentrional du dôme complexe de la Vaunage. Si l'on s'en tient à la disposition d'ensemble des affleurements, on leur reconnaîtra un style grossièrement cataclinal. Toutefois, bien que les terrains les plus récents apparaissent au Nord de ce domaine, la structure étant plissée et faillée, divers termes de l'Hauterivien supérieur et du Barrémien sont franchis plusieurs fois au long du même cours, occasionnant l'élargissement de chaque vallée, ou son

rétrécissement dans de petites gorges de surimposition, méandreuses et profondes de quelques dizaines de mètres. En raison du fait que les failles de l'édifice pyrénéo-provençal abaissent généralement les retombées méridionales des anticlinaux, les cluses s'amorcent à partir des combes, à leur flanc Nord, sur de belles percées conséquentes: au long du Valat des Crottes et de la Tourancelle, l'on en compte trois (au Nord des Crottes; au Sud du Puech de Corbin, peu avant la confluence de la Font St-Pierre qui intervient, elle, par épigénie, en plein secteur calcaire résistant; enfin, proche du Mas de Camby).

La vigueur de l'inscription de ces cluses est remarquable. C'est évidemment, pendant cette phase d'entaille qu'ont été affouillés les "vallons" (Vallongue, Ruisseau du Boulidou), confluant dans les drains précités, et d'orientation orthoclinale. Ouvrant des combes de flanc dans le Barrémien inférieur marneux, leurs versants travaillés, de surcroît, par les systèmes d'érosion périglaciaires, particulièrement efficaces en ce type de roches, ils affectent, par comparaison avec les cluses qui leur sont orthogonales, une physiologie sénile. Mais celle-ci ne saurait impliquer aucune antériorité.

Le même schéma s'applique au drainage du Val des Charlots Mange Loup. On relève deux thalwegs Sud-Nord; celui du quartier de Bécharde qui rejoint le Gardon, se montre banalement surimposé à partir du bas niveau de la Garrigue de Nîmes; celui de la Combe du Prieur demeuré également au Nord et à l'Ouest du bastion de 190/210 mètres. Si les dépressions fermées des plateaux de Campefiel

et de St-Nicolas jalonnent une ancienne vallée, vaguement dessinée, elles ne peuvent dénoncer qu'une forme plus ancienne et presque effacée. Il y a tout lieu de penser que le thalweg de la Combe du Prieur venait rejoindre le ruisseau du Quartier de Bécharde par un segment adapté à la structure synclinale, comme l'est le ruisseau du Pontel, plus à l'Ouest. Au fur et à mesure des progrès de l'entaille verticale, a été scié le petit secteur urgonien résistant qui sépare Mange Loup des Charlets. En ce point, la régularité de la structure synclinale est perturbée par le passage d'accidents cassants: d'où l'interruption constatée dans les formations de remplissage discordantes. Qu'il ait existé, par ailleurs, un ancien réseau anté-oligocène, repéré par P.GEORGE, en accord avec la structure, n'est qu'une coïncidence. Et de même, si les diaclases et la dissolution ont joué un certain rôle dans l'élaboration de la gorge qui franchit la petite cloison urgonienne précitée, nous hésitons à y voir un "verrou karstique" et n'acceptons pas sans réserve de reconnaître, dans la dépression de Mange Loup, l'authentique paléopoljé que diagnostiquait P.MARCELIN (1926,p.120).

--- Les drains Nord-Sud à Nord-Ouest, Sud-Est de la bordure Sud-orientale de la Garrigue Nîmoise, peuvent être contemporains des réseaux étudiés ci-dessus. Mais ils ont subi un rajeunissement important. Celui-ci se manifeste clairement dans leur partie amont -- en secteur de Cabrières, par exemple. En position "obséquente", ils tendent à ébrécher la corniche urgonienne, action qui ne peut être antérieure à la mise en valeur différentielle de celle-ci. Par ailleurs, ces "cadereaux", assez faiblement hiérarchi-

sés, s'encaissent modérément dans leur partie aval, quelquefois partiellement ornée de tufs post-würmiens.

---- La tension du profil en long est de beaucoup supérieure sur les drains assez élémentaires qui accompagnent sur chaque rive le canyon du Gardon. Les plus nombreux sont en rive droite (cataclinaux). Parmi les plus importantes, rappelons la Combe de l'Hermitage, décrite par P. MARCELIN (1926, pp. 130-139). Née sur l'aplanissement de 200 mètres, sous une forme indécise et d'ailleurs oblitérée par les loess du Mas de Laval, elle ne tarde pas à s'encaisser. Le profil en travers affecte une forme en V dans sa partie moyenne; mais l'existence d'un replat rocheux à l'endroit où la pente s'accélère montre que le rajeunissement s'est fait par étapes. En amont, la "combe" n'écoule guère que les eaux de ruissellement et le suintement des loess. A mi-cours, elle est nourrie par une source assez constante. Celle-ci témoigne de la concurrence que le drainage souterrain fait à l'écoulement subaérien dont les marmites de géant de la haute section moyenne trahissent l'efficacité. Plus bas, le thalweg recoupe des éboulis périglaciaires plus ou moins cimentés et s'empâte localement de tufs post-glaciaires. Alors que les ravins affluents demeurent suspendus au-dessus de lui, le drain de la Combe de l'Hermitage se raccorde au Gardon, en s'encaissant dans la terrasse de 10 mètres de cet organisme fluviatile. En bref, les "combes" témoignent d'un rajeunissement extrêmement vigoureux, perpétré tout au long des oscillations climatiques du Quaternaire et en liaison avec les progrès de l'enfoncement du Gardon.

"Valats", "vallons", "cadereaux" et "combes", l'on saisit toutes les distinctions qu'expriment ces termes, empruntés à la toponymie locale par P.MARCELIN.

Ces nuances d'aspect et de tempérament trahissent essentiellement les effets de la structure et du niveau de base plus ou moins déprimé. Sauf au flanc Nord de la Vaunage, comme nous l'avons vu, elles n'autorisent guère l'hypothèse d'une déformation d'ensemble tardive.

Partout, la sous-adaptation climatique et le rôle du drainage souterrain sont sensibles. Mais ces organismes fluviaux ne sont pas le lieu de concentration du seul ruissellement sauvage. D'où l'intérêt des sources et des nappes.

b)-Les enseignements des sources et des puits:

Quelle que soit la nature du terrain, pur calcaire ou marnes de faible porosité, rares sont, en Garrigue Nîmoise, les secteurs entièrement privés de points d'eau, même si nombre d'entre eux s'avèrent indigents ou dotés de pauvres réserves (P.MARCELIN, 1971, pp.222-230).

---- Leur localisation ne manque pas d'intérêt:

(1)- Certaines venues acqueuses sont liées, non aux affleurements mésozoïques, mais à leur couverture de Crétacé élevé ou de dépôts tertiaires. Ainsi, la source du Puech du Teil dont le "magasin" est formé par le lambeau sannoisien, calcaire et gréseux qui y est conservé. De même, "les grés, sables, marnes blanches,

rouges, jaunes de divers âges" (op.cit.p.226) qui colmatent le Val des Charlots ont fourni l'alimentation du Mas du même nom comme des exploitations voisines de Gasc, Rastel, Mazet. Il est vrai que, dans ce cas, intervient également la structure synclinale.

(II)- Stratigraphie et structure commandent encore la localisation des sources et des puits, au contact des calcaires fissurés et massifs de l'Urgonien ou des formations de l'Hauterivien élevé avec les marnes. C'est là le fait des deux sources du secteur de Cabrières et de nombreux points d'eau du versant Sud oriental de la Garrigue, ou encore des "vallons" transversaux installés au Nord de la Vaunage. Par ailleurs, d'importantes sources "de contact" sont sises en bordure de l'Oligocène de la gouttière de St-Mamert (Pari gnargues, les Fonts-du-Tronc). Mais, il est fréquent que d'autres facteurs interviennent solidairement.

(III)- Ainsi l'action érosive des "combes" et des "cadereaux" qui abaissent le griffon, favorisant l'extension souterraine de son drainage. A l'exemple pré-cité des sources de Cabrières, l'on peut ajouter la Fouze et le Fouzeron des Garrigues de St-Gervasy, la Font Aubarne, au Nord de Courbessac, et d'autres "fonts", aujourd'hui dissimulées par l'expansion suburbaine de Nîmes, mais que TORCAPEL avait mentionnées en 1894.

(IV)- Parmi les coupures d'érosion, les "vallons" occidentaux méritent une place à part. Leur particularité est d'ajouter à l'alimentation karstique (Source du Boulidou, exurgence de l'Oume, source et perte de Vallonguette, puits des Mas de Ponge, des Vanels, des

Crottes) l'appoint du sous-écoulement de la nappe phréatique établie dans le colmatage quaternaire qui empâte leur fond.

(V)- Enfin, classiquement, arainantes ou barrières, les failles favorisent les venues d'eau: source du Mas de Granon, sourcettes multiples des Fontilles (proches de Courbessac) et des Fontêtes (non loin du Mas de la Barbin).

---- Les aquifères:

La Barbin possède une venue d'eau pérenne; les Fontilles n'ont qu'une activité de saison froide.

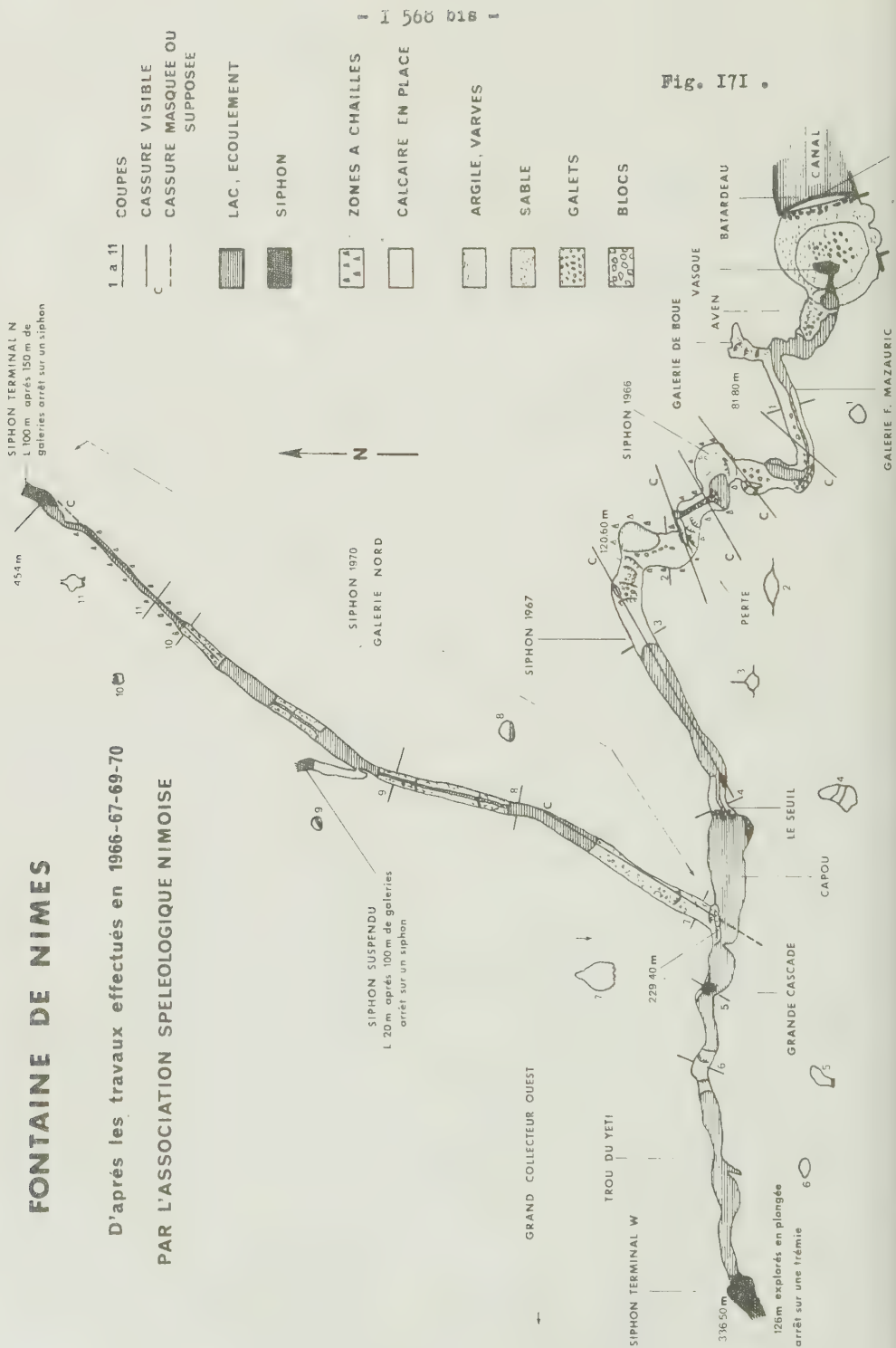
Les études récentes d'hydrogéologie (NEJAB HACHEN M.^a. 1968, SAOS.J.L., 1969) permettent d'apprécier la variété des écoulements et des réserves. Les marno-calcaires de l'Hauterivien n'ont que des possibilités négligeables. Celles-ci sont très supérieures dans le "Cruasien" et "l'Urgonien". Mais elles varient encore, selon les cas, du simple au sextuple. C'est ainsi que la source de Larialle écoule de 4 à 5 l/s. contre 20 à 30 pour la Fontaine de Nîmes, à l'étiage. Il est vrai que cette dernière atteint bien davantage en crue. Mais, finalement, l'aquifère de l'Hauterivien élevé, séparé de celui de l'Urgonien par le tampon marneux du Barémien inférieur, ne paraît pas offrir des réserves aussi considérables ni un degré d'organisation hypogée qui lui soit comparable.

c)-Le système karstique de la Fontaine de Nîmes:

Il s'agit moins, ici, d'examiner l'état des galeries (influence des diaclases et des joints sur le tracé et la section

FONTAINE DE NIMES

D'après les travaux effectués en 1966-67-69-70
PAR L'ASSOCIATION SPELEOLOGIQUE NIMOISE



des deux conduits principaux explorés, le grand collecteur Ouest et la galerie Nord; type "syngénétique" l'emportant sur les signes d'évolution "paragénétique", selon le vocabulaire de Ph. RENAULT; traces d'érosion mécanique en concurrence avec la dissolution), tous détails qui ont été examinés au chapitre V du présent travail, que de préciser l'extension et les caractères du bassin d'alimentation (G. FABRE, 1971, pp. 267-281; 1972, 86 p.; P. DEMANGEON, G. F. BRE et H. SALVAYRE, 1972, pp. 479-505).

---- Le premier élément dont on dispose est fourni par le dépôt alluvial interne, à l'exclusion du dépôt de la vasque qui a emprunté ses galets à l'environnement immédiat du griffon, au contact de la Garrigue hauterivienne et de la Vistrenque, contact marqué par un dépôt de "sistre". L'alluvionnement hypogée ne comporte que peu de galets qui manquent de ariété: chailles dégagées de la peroi dans les calcaires "oruasiens". Beaucoup plus intéressant est le sédiment argilo-sableux que P. DEMANGEON a analysé. Parmi les quartz de la fraction légère une importante proportion "d'invidus" arrondis et lustrés témoigne de plusieurs remaniements. La fraction lourde comporte des hydrates ferriques opaques, mi-partie anguleux, mi-partie façonnés en pisolithes sub-sphériques ayant "subi un transport important depuis leur lieu de formation". Quant aux minéraux lourds transparents, outre des "ubiquistes", les plus abondants (tourmaline, rutil, zircons), ils incluent de rares minéraux de métamorphisme (staurotide et disthène) qui situent la province d'origine, non dans le Crétacé supérieur détritique régional-- qui leur est "presque étranger" -- mais dans

les produits d'altération des "massifs cristallins cévenols" et de "leurs enveloppes schisteuses". Au total, P. DEMANGEON (op.cit. pp.491-492) envisage une nouvelle et tardive mobilisation (villafanchienne?) d'anciennes couvertures une première fois déposées sur les massifs calcaires languedociens. Pour notre part, même si des proportions différentes suggèrent impérativement des remaniements et des apports nouveaux, nous n'excluerons pas aussi catégoriquement, le remploi des éléments de "l'aramonite" (oxydes ferriques, quartz, tourmaline, rutile) ni même de l'Oligocène (notamment de l'Oligocène inférieur où staurotide et disthène existent, quoique peu abondants). De toutes façons, cet alluvionnement hypogée, tel qu'il vient d'être décrit, peut s'expliquer sans qu'intervienne forcément une alimentation de la Fontaine débordant l'impluvium de la Garrigue Nîmoise.

--- Le deuxième élément d'information est proposé par les tracages à la fluorescéine (A. BONNET, 1966; H. PALOC, A. BONNET et A. S. N., in J. SAOS, 1969, exploités par G. FABRE, 1972, p.496). Réalisés à partir des puits et pertes du vallon de Vaqueyrolles, selon les hypothèses des premiers chercheurs qui se sont ainsi trouvées confirmées (E. DUMAS, 1975; A. TORCAPEL, 1894-1895; P. MAZAURIC, 1898-1900; P. MARCELIN, 1926), ces colcrations ont prouvé que le réseau souterrain était axé sur le synclinal en cause et débordait son flanc septentrional. L'aquifère principal est le calcaire "crusien"; accessoirement, de l'eau paraît venir du Barrémien inférieur et peut-être, partiellement, de l'Urgonien du Clos Gaillard (f. de Sommières).

C'est vers l'Ouest que l'extension du bassin hypogée est la moins contestable: elle s'étend jusqu'aux abords de Parignargues, soit à 11,5 kilomètres de distance linéaire, pour 73 mètres de dénivellation. Les vitesses que nous connaissons (18 m/h. pour 880 mètres et 7,55 m/h pour 4,7 kilomètres de parcours) sont trop faibles pour permettre de croire que le système des "gros tuyaux, directement explorés, soit seul en cause, dans ce réseau.

Vers le Nord, les frontières sont plus incertaines. Toutefois, l'on ne saurait les repousser jusqu'au Gardon, comme le prouve l'analyse des eaux conduite par le C.E.R.H.

--- La troisième source de renseignements, en effet, provient de l'analyse des eaux(op.cit.pp.496-502). La température renseigne peu. Les mesures directes, en cours d'exploration et en période estivale, se tiennent toutes, sauf une, entre 16 et 14° C, valeurs habituelles en Bas-Languedoc. Le chiffre unique de 11°C obtenu en fin de pompage ne témoigne, sans doute, que de la perturbation introduite par cette opération, au sein du milieu naturel et doit, de ce fait, être écarté.

La résistivité (entre 1000 et 1500 ohms) révèle seulement une charge moyenne des eaux.

C'est finalement l'analyse chimique qui est la plus significative. Sans doute elle ne révèle qu'une variété assez banale d'eaux hydrogéo-carbonatées à faible teneur en Cl^- et SO_4^{--} . Mais des nuances apparaissent.

- Dans la zone d'alimentation du vallon de Vaqueyrolles, les eaux se montrent moins riches en Cl^- et SO_4^{--} , ce qui est normal pour un secteur amont où le contact avec le "base rocheux" est encore demeuré bref.

- A l'intérieur du réseau exploré, la minéralisation de la Galerie Nord est inférieure à celle du Grand Collecteur Ouest. De la sorte, on peut penser que la première est mieux alimentée en eaux, diluant davantage la charge, donc plus superficielle et, finalement moins évoluée et moins ancienne que le second.

- Enfin, la charge des eaux de la Fontaine est qualitativement très différente de celle des eaux du Gardon, plus riches en Na^+ , K^+ , SO_4^{--} .

De la sorte, la Fontaine se définit donc comme indépendante du Gardon et les "affluents" cruasien et urgonien apparaissent bien séparés.

d)-Le problème du Gardon souterrain:

Il s'est posé en fonction des modalités de l'écoulement estival de cette rivière et s'est trouvé largement résolu dans les travaux récents d'hydrogéologie (M. RICOLVI, 1968, Thèse IIIème cycle, Montpellier, 100p. et G. FABRE, 1973, pp. 72-78 et 1974, pp. 19-25).

---- Modalités d'écoulement estival dans le canyon du Gardon:

Après avoir occupé son lit, plus ou moins complètement du milieu de l'automne jusque vers la fin du printemps, le Gardon

montre des segments asséchés, au cours de l'été et au début de l'automne. Il se perd, en amont, à quelque 500 mètres au-dessus du pont submersible de Dions jusqu'à l'aval du Pont St-Nicolas, où la source des Freigères intervient. S'amorce, alors, une section très capricieuse. Après avoir coulé en surface un peu plus de 200 mètres, l'eau disparaît pour résurger à la Fontvert. Elle s'enfouit de nouveau au droit de la cote 88 de la feuille de l'I.G.N. consacrée au Camp des Garrigues (à l'échelle du 1/20 000ème), pour revenir au jour 200 mètres plus loin et sur 400 mètres environ. Absorbée une fois de plus, elle profite sur 300 mètres du débit de la résurgence de Barbegrèze, puis se perd derechef. L'écoulement superficiel estival réapparaît à la Hutte en amont de la Baume où il se renforce. Désormais le parcours des basses gorges est celui d'une rivière pérenne.

---- Le Gardon souterrain:

L'aménagement de ce type d'écoulement superficiel à éclipses, le long du cours et en saison sèche, en contraste avec l'occupation pérenne du lit dans la portion aval, était de nature à laisser supposer l'existence d'un "Gardon souterrain" et à poser le problème de l'existence d'une nappe karstique associée. Des tentatives de traçage récentes sont venues apporter une confirmation à ces hypothèses.

L'essai de H. PALOC (1971), effectué près de Brignon, n'a permis le repérage de la sortie de fluorescéine qu'aux grifons multiples des Freigères, en raison du faible poids du traceur

injecté. Celui de M. RICOLVI (1967), réalisé en amont du pont de Dions, a amené restitution aux Freigères, à la dizaine d'orifices notés à la Baume et aux "boulidous", souvent immergés dans le lit du Gardon et dépendant du système profond de la Grotte de Pâques, à l'amont immédiat de Collias. En outre, les analyses d'eau ont montré à M. RICOLVI une importante teneur en SO_4^{4-} , cet anion passant, en notre région, comme le commode traceur naturel des eaux cévenoles. Ainsi, les Freigères, la Baume, le réseau de la Grotte de Pâques et la plupart des venues d'eau qui accompagnent le lit sont bien des résurgences. Un gardon souterrain s'écoule bien, en coïncidence approximative avec le tracé du Gardon épigée.

Cependant, en étiage, les vitesses caractéristiques des eaux hypogées sont faibles: 20 jours pour 7 kilomètres, 40 pour 15, soit des vitesses horaires de l'ordre de 20 à 30 m/h. Par ailleurs, la dilution de la fluorescéine s'est accrue considérablement aux points de sortie-aval où, comme on l'a vu, le lit n'est jamais à sec en été. Ajoutons que la variation saisonnière du niveau des évents actifs est modérée (5 mètres aux Freigères, 1 mètre à la Baume) et se fait dans le même sens que celle de la hauteur d'eau dans le lit. On peut en conclure ceci: non seulement il existe un Gardon souterrain, mais ses conduits de gros calibre (prouvés lors des travaux d'établissement du pont de Dions) s'imbriquent dans une véritable nappe de fissures, le niveau piézométrique de celle-ci et le plan d'eau de la rivière épigée tendant à s'équilibrer mutuellement. Toutefois, la nappe descend, en été, sous le lit de la rivière, dans la partie amont du canyon, ce qui ne se produit jamais à

l'aval.

---- La question des apports latéraux:

Est-ce parce que le thalweg a atteint, dans cette partie, le niveau d'étiage de la nappe ou y a-t-il des apports latéraux hypogées importants, l'on constate qu'à Remoulins, le volume ordinairement roulé par le Gardon est très supérieur au module apparent observable à Dions (A.BILLANGE, 1942-43, p.121).

Pour résoudre cette question, une coloration a été tentée (1969) à partir du siphon terminal aval de Bord Nègre, à l'Est de St-Maximin (f.d'Uzès). Le résultat en a été négatif. Mais demeure la possibilité, non encore explorée sur le plan expérimental, d'une fourniture à partir de la fontaine uzégeoise de l'Eure (G.FABRE, 1972, p.14-15).

Sur l'autre rive, la présence d'un karst noyé a été constatée, à 500 mètres du lit du Gardon, au fond de "l'Aven - perte - regard - cheminée d'équilibre" du Pin (G.FABRE, 1973, p.77), sis sur le trajet d'une percée hydrogéologique qui unit l'Aven des Trois Pigeons (en bordure de la Nale 579 et à la latitude du Boucas) avec les résurgences de la Hutte. Là, la variation saisonnière du plan d'eau est de l'ordre de 10 mètres et la profondeur de la zone immergée du karst, sondée au fil, de l'ordre de 25 mètres.

Ainsi:

(1)-Les trois zones du karst souterrain apparaissent Aux Trois Pigeons, la zone dite "sèche" (que n'humectent que la

percolation directe des précipitations et la condensation) a 110 mètres. La zone dite "amphibie" représente 10 à 15 mètres. La zone noyée atteint 25 mètres.

(2)-Le battement de la nappe qui définit la zone "amphibie" est plus important du double, à 500 mètres du thalweg, par comparaison avec les valeurs retenues dans son voisinage, lesquelles sont d'ailleurs plus fortes à l'amont qu'à l'aval. Cette remarque confirme l'obliquité de la surface piézométrique inclinée vers le thalweg et le rôle régulateur joué par les écoulements épi-
gées.

(3)-Par, ailleurs, la même remarque éclaire la com-
plexité de la notion de niveau de base karstique par nappe, dans le détail. Ce niveau de base va en s'élevant lorsqu'on s'éloigne du thalweg. Dans le thalweg du Gardon lui-même et à l'amont, c'est le niveau piézométrique de la nappe descendu sous le thalweg, en été, qui forme le vrai niveau de base. Dans le même thalweg, à l'aval, le niveau piézométrique et le niveau d'étiage de la rivière se confondant, ce dernier peut être pris pour le niveau de base actuel.

De toutes façons, il n'a plus rien à voir avec l'évolution des formes du karst superficiel qui en sont séparées par toute la hauteur de la zone "sèche".

5- Karst superficiel et voiles climatiques en Garrigue.

Nîmoise:

a)-Dolines et lapiès:

Deux formes subaériennes proprement karstiques, et de pe-

tite échelle, s'imposent, à peu près seules, dans la Garrigue urgonienne: les dolines et les lapiès.

Les dolines:

Plus rares sur la proue de Soutayrannes, elles se groupent au nombre d'une vingtaine, dans les plateaux septentrionaux de St-Nicolas, des Camprimaux, de Mandre, du Nord du Bois de la Boissière, du Nord-Ouest de Lédenon. Dans chacun de ces quartiers, le plus grand nombre, mais non toutes, dégrade des vallées indécises. La plupart n'ont que quelques dizaines de mètres de diamètre et quelques mètres de profondeur. Cependant, l'on peut relever un ouvala, long de 400 mètres, large de 200, mais peu creusé, à la cote 174 du plateau de St-Nicolas (f. du Camp des Garrigues, 1/20 000ème).

Les lapiès:

Ils occupent les plateaux d'interfluve (Bécharde, Petites Escarlesses et Grandes Scarlisses-f. du Camp des Garrigues, 1/20 000ème), mais aussi les flancs des "combes" (boghaz, long de 20 mètres, large de 1 à 2, dans la Combe de l'Hermitage. P. MARCELIN, 1926, p. 135) et les lèvres du canyon du Gardon. Il s'agit souvent de "Spitzkarren". Toutefois, sur faible pente, l'Urgonien présente un type méandreux, amorcé ou dégradé par la coalescence de petites kamenitza, plutôt que résultant d'un abondant ruissellement sinueux, du moins dans les conditions actuelles. Il est vrai que ces lapiès sont hérités des temps plus humides du Quaternaire. Aussi se montrent-ils débités en caillasses de gélifraction, elles-mêmes

inactuelles. L'abondance de ces clapiers est d'autant plus remarquable que l'Urgonien est moyennement et surtout inégalement vulnérable au gel. Certains bancs lui résistent assez bien, d'autres cèdent beaucoup plus facilement. D'où l'amorce des abris sous roches dans les combes comme aux flancs du canyon.

Les phases de l'évolution:

Nous retrouvons donc la succession ordinaire des micro-formes des plateaux calcaires languedociens: 1)- thalwegs peu marqués. 2)- formes de dissolution. 3)- débris de gélifraction dont, faut-il le préciser, l'éboulisation et la solifluction ont assuré l'étalement, sur des pentes qui ne sont plus en équilibre avec le système morpho-climatique actuel (20% à peine dans le cas des versants des "combes" urgoniennes amont, valeur double de celle constatée dans la Garrigue hauterivienne).

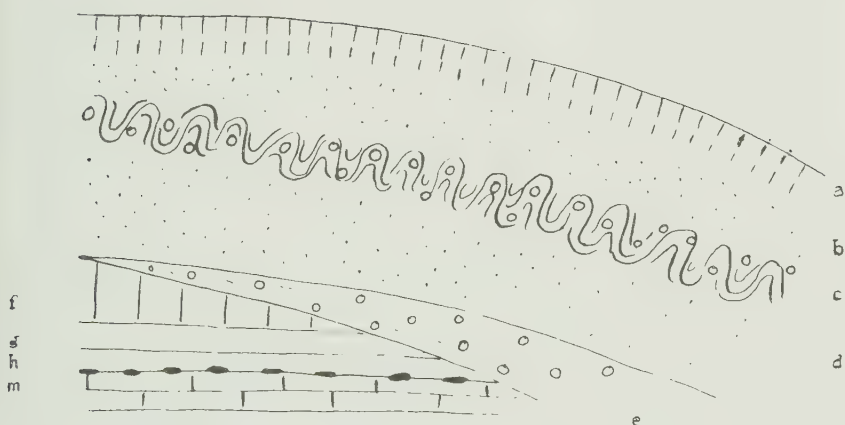
C'est donc à bon droit que J. TALIVART (1952, pp.180-183 et 186) refusait de voir là un type pur de modelé karstique.

Remarque d'autant plus pertinente que le karst superficiel du pays nîmois est largement enseveli sous un manteau de limons loessiques et de terra-rossa pouvant dépasser plusieurs mètres d'épaisseur et particulièrement important au Nord et au Nord-Est du domaine urgonien.

b)-Les limons loessiques des plateaux:

P. MARCELIN et le Dr. CABOUAT (1954, pp.261-262) ont donné une analyse précieuse des "loess" du Mas de Laval.

LOESS DE COLLIAS .



- a - Horizon humifère .
- b - Loess typique .
- c - Couche cryoturbée .
- d - Loess à rares poupées .
- e - Cailloutis de gélitraction .
- f - Lehm orange et rouge .
- g - Lehm panaché à poupées .
- h - Ancien sol d'altération rubéfié .
- m - Molasse .

D' après J. Tricart .

La granulométrie y fait apparaître 11,6% de colloïdes (argiles diverses), 9,8% de pré-colloïdes (limons), ces deux catégories inférieures ou égales à 60 microns; mais il y a été relevé 57% de sables.

L'analyse chimique et minéralogique permet de souligner la part prépondérante des poussières et grains de quartz à quoi il convient d'ajouter des débris de micas et de feldspaths. Mais le sédiment contient de 15 à 19% de calcaire et le pH s'élève à 7,9. Le carbonate de calcium se concentre en filaments ou en "poupées". Les minéraux lourds sont anatase, brookite, zircon (relativement abondant) grenat, rutile, tourmaline, hornblende et glaucophane.

Les coupes se présentent comme homogènes sur toute leur hauteur, lisibles grâce à la disposition en rideaux de culture. La couleur est un jaune brun. Lorsque ces terres, généralement cultivées, portent une végétation naturelle assez ancienne, une mince accumulation humifère de quelques centimètres apparaît au sommet. Par contre, à l'exclusion du faux mycelium et des poupées, il n'y a guère de transformations pédogénétiques profondes.

Ces données conduisent aux remarques suivantes:

(1)-L'origine éolienne d'une partie du sédiment n'est pas douteuse. Elle résulte de l'indifférence de ce manteau à l'altitude et de son perchement à 200 mètres et plus, bien qu'il s'agisse, comme on le verra, d'une formation récente. On lui rattachera aussi la présence des colloïdes et des poudres et l'abondance des produits solubles (calcaire), élevant le pH. Les minéraux lourds se caractérisent par l'abondance des oxydes de titane (anatase,

brookite) bien connus dans les formations de l'âge de la bauxite. La plupart des autres sont originaires des terres du Massif Central. Enfin hornblende et glaucophane sont contenus dans la molasse et dans les dépôts de la mer pliocène dont les sables sont également micacés. L'hypothèse que nous avons admise, liant le loess à la deflation exercée aux dépens des formations marines néogènes, se trouve donc partiellement confirmée. Mais un mélange d'apports plus variés ne surprendra pas.

(2)- En effet cette formation loessique est remaniée, non par solifluction à laquelle elle ne se prête guère, comme le montre la "tenue" des rideaux de culture, mais bien par ruissellement. D'où les sables de plus de 100 microns, qui y sont inclus. Naturellement, d'autres remaniements plus tardifs sont intervenus, même sur des pentes insensibles, qui mêlent cette formation pulvérulente aux gélifracts disposés sans triage et la piègent dans les fissures, origine du "complexe loessique" (P.MARCELIN, 1950, p.100). De même, l'action du vent n'a pas cessé depuis le dépôt, comme le prouvent les galets guillochés. Mais le domaine de ces derniers n'est pas tant la Garrigue Nîmoise que la Costière et, mieux encore, les abords de la Forêt de Clary, près de Roquemaure (f.d'Avignon).

(3)-Enfin, l'homogénéité des coupes dénonce une formation pédochrome (v.chapitre V) dont la coloration, d'ailleurs modérée a été acquise, non seulement avant le remaniement, mais, sans doute, préalablement au transport éolien. Le confirme la médiocre évolution pédologique réalisée in situ qui dénonce une

mise en place récente. Sauf à être repris dans le "complexe loessique", les limons-sableux en cause ne sont jamais fossilisés par un dépôt plus récent. Ils sont donc probablement d'âge würmien tardif.

c)-Un faciès particulier de terra rossa:

D'un point de vue granulométrique, la terra rossa du Nord de la Garrigue Nîmoise forme un sédiment assez proche des "loess". Elle contient, dans l'échantillon cité par P. PARCELIN et le Dr. CABOUAT (1954, p.262), 8,7% de limons, mais aussi 71,8% de sables principalement quartzeux. Ce qui la différencie le plus nettement, en dehors de sa couleur rouge brunâtre, c'est l'enrichissement en argiles 12,6% (argiles toujours diverses et mélangées) et l'appauvrissement en carbonates (de 0 à 6%, selon les cas). Par ailleurs, la phase grossière est plus importante et variée: "fragments irréguliers d'oxydes de fer", quartz blancs et quartzites blonds, les uns et les autres émoussés, débris anguleux de gélifracts calcaires, en provenance des clapiers encadrants. Le calibre des galets (moins de 10 centimètres) ne plaide pas en faveur d'une origine rhodanienne.

Il ne convient pas d'exagérer les différences chimiques suggérées ci-dessus: le pH demeure élevé: 7,8. Sans doute, la concentration d'argiles qui permet au sédiment de faire pâte avec l'eau, même si une partie d'entre elles sont transportées et héri-tées, suppose, pour le reste du stock, une évolution par transformation para-autochtone des silicates. Ceux-ci sont présents dans

la terra rossa, comme le prouvent les minéraux lourds, les mêmes que ceux du "loess", avec une abondance relative du zircon dont l'origine, directe ou indirecte, est évidemment à rechercher dans le socle du Massif Central et sa couverture triasique. Par ailleurs, la décarbonatation n'implique nullement la décalcification. Le réapprovisionnement en ions Ca^{++} , dans le milieu calcaire, a été fréquemment invoqué en Bas-Languedoc. Il est probable que la saturation des colloïdes par ce cation rend compte du pH curieusement élevé.

Cette évolution, en tous cas, est antérieure à la mise en place dans les gîtes actuels. En effet, les coupes sont homogènes (dépôt pédochrome), seulement agrémentées, vers les derniers décimètres supérieurs, par la présence d'un sol brun de type fersiallitique peu évolué. Ce sol est conservé sous la végétation quasi-naturelle qu'ont néanmoins modifiée la cueillette, le bûcheronnage et le parcours du troupeau. Il est encore décelable là où la mise en culture a été tardive, la terra rossa ayant été probablement défrichée moins précocement que le "loess" (P. MARCELIN et le Dr. CAEQUAT, 1954, p. 264).

On peut donc proposer les conclusions suivantes:

(1)-La terra rossa du Nord de la Garrigue Nîmoise procède certainement de la lehmisation d'un ou de plusieurs loess. Mais les débris d'oxydes ferriques et les galets fluviatiles montrent qu'elle relève également d'autres origines. Le remplissage d'éléments en provenance de "l'aramonite" est probable, l'âge des galets, plus incertain. Le tout constitue un mélange où la présence de gélifracts, empruntés

aux clapiers, garantit l'appartenance du remaniement aux temps quaternaires.

(2)-Les relations de la terra rossa et des "loess" jaunes, sur ces plateaux, dominant le problème chronologique. "L'on ne trouve jamais les lehms au sommet des loess, mais bien dans leur voisinage immédiat: un champ jaune succédant, sur le même plan, à un champ rouge", notent P.MARCELIN et le Dr.CABOUAT (1954,p.264). Cette impression de terrain se trouve quelque peu démentie par la soigneuse cartographie établie, à l'échelle cadastrale, par le second de ces auteurs, au Nord de Faulx et au Nord-Ouest de Lédénon. La terra rossa s'y montre répartie en petites taches, tandis que le "loess" y forme de vastes plages d'un seul tenant. L'épuration suggère moins une juxtaposition qu'un recouvrement de la terre rouge par un "loess" plus récent qui, d'ailleurs, la déborde. Du reste, en haut de la coupe de Collias, J.TRICART (1952,p.175) avait noté, sans équivoque, la fossilisation du lehm par un "loess" plus récent. La terra rossa de la Garrigue Nîmoise montre donc la lehmisisation de "loess" anté-würmiens ou würmiens anciens, remaniés avant le dépôt du "loess" würmien récent.

(3)-Cette couverture de terra rossa n'aide guère à résoudre le problème, évoqué plus haut, d'une éventuelle submersion de la Garrigue Nîmoise par la mer miocène. Certes, les minéraux lourds d'origine alpine, susceptibles de dénoncer une couverture de molasse aujourd'hui disparue, hornblende et glaucophane, ont été retrouvés. Mais cela ne permet pas de décider si la molasse a été détruite sur place ou si ses débris ont été apportés par transport

éolien.

(4)- Par contre cette couverture argilo-limono-sableuse, à filtration lente, a joué son rôle, habituel en Bas-Languedoc, en formant "pansement humide" sur le calcaire urgonien, bien que les eaux, ainsi retenues, ne puissent être très acides en raison du pH élevé qui les caractérise. Sur cette humectation, la toponymie renseigne: n'y a-t-il pas un quartier de l'Estagnol, à 200 mètres d'altitude, sur substrat urgonien, perché au-dessus de Lédénon?

Le "sistre", type de brèche à gélifracts anguleux cimentés par la calcite, se rattache également aux dynamismes climatiques du Quaternaire en milieu karstique. Mais son extension en piedmont nous incite à le rattacher aux paysages de la Vistrenque. Et cette dernière cellule sous-régionale ne peut être traitée séparément de la Costière.

B- La Costière de Nîmes:

1- Aspects et problèmes:

Longue d'une quarantaine de kilomètres, des abords du Gardon jusqu'à ceux de l'Etang du Charnier, large d'une dizaine, la Costière nîmoise constitue une sorte de gradin topographique, intermédiaire entre la basse plaine du Rhône et la petite Camargue, d'une part, la Garrigue, de l'autre, à laquelle elle est accolée au Nord-Est de Margueritte et dont la dépression du Vistre, progressivement plus creuse et plus large, la sépare, avec une netteté accrue, en direction du Sud-Ouest. De la sorte, à partir de la

gare de Beaucaire, le trajet en chemin de fer donne au voyageur, l'impression de se hisser vers une sorte de balcon. De même l'automobiliste qui parcourt la Nale 113, découvre, en contrebas, tout le panorama de Nîmes en direction de l'Ouest et dévalle, du plateau qu'il vient de parcourir, en direction du Vistre, au prix de deux amples virages. Terre caillouteuse de relative altitude (90/80; 70; 65/60; 50 mètres sur de vastes étendues), au sein des humbles plaines du Bas-Rhône, la Costière ne possède qu'exceptionnellement -- et grâce à un effort similaire d'irrigation -- la belle luxuriance végétale et culturale de la Crau d'Arles; elle n'impose jamais, non plus, la majestueuse monotonie de la Crau de Miramas.

a)-Les collines, de Générac au Moulin-Baguet:

Les paysages s'ordonnent de part et d'autre d'un ensemble de collines, orientées sensiblement Ouest-Est, depuis les environs de Générac jusqu'au Moulin Baguet, proche de la station de pompage de Pichegu (f.d'Arles), alignements de petits sommets, isolés par le ravinement et modelés dans les couches du Pliocène marin et, les termes argilo-sableux qui forment la transition plio-quaternaire, couronnés de cailloutis (v.chapitre V). Parmi eux, le Puech de Dardaillon, 146 mètres, point culminant de la Costière Nîmoise. Ce secteur de relief varié figure une sorte de culmination structurale, comme l'arête où se rejoignent les pentes d'un toit.

b)-La Costière méridionale:

La pente méridionale est courte et rapide: en 6,5 kilomètres les cailloutis qui surmontent stratigraphiquement les sables

pré-cités passent sous le Flandrien des marais sublittoraux. Il s'agit de formations que caractérise l'abondance des galets calcaires et les influences duranciennes. La pente de la Costière de St-Gilles s'oriente au Sud - Sud-Ouest vers le Marais de St-André. Franchi le ruisseau de Valliougues, la pente de la Costière de Vauvert s'ordonne au Sud-Ouest. Les indications toponymiques, "combes" et "valats" soulignent l'importance du ravinement. Ainsi que le note H.ARNAL (Bull.Soc.Et.Sc.Nat.Nîmes,1974,t.54,p.36): "les phénomènes d'érosion y ont été largement dominants par rapport aux phénomènes d'apports localisés aux altitudes les plus basses".

c)-La Costière septentrionale:

Du côté septentrional, une sorte d'inclinaison se dessine depuis le plateau de Garons (90 mètres) jusqu'aux environs de Meynes (70 mètres). Mais, outre que cette pente est plus longue, elle ne correspond pas à un pendage des cailloutis et se trouve interrompue par la rupture de petits talus. Ces talus, évoquant des terrasses classiques, se multiplient, du reste, en bordure du Gardon, au-dessus de la vallée du Rhône et de celle du Vistre. Dans les deux derniers cas, ces replats bordiers s'inclinent au Sud-Ouest. Par ailleurs, les cailloutis, à plus de 75% siliceux, s'avèrent d'affinités principalement rhodaniennes et secondairement gardoniennes. Encore sont-ils fréquemment remaniés par des processus périglaciaires, repris par la solifluction qui utilise la matrice fine qui leur est mêlée, abâtardissant les talus pré-cités, partiellement dissimulés par l'extension du "complexe loessique" à la manière d'un masque. La topographie de la Costière septentrionale y perd en netteté ce

qu'elle gagne en nuances. Deux éléments contribuent encore à cette variété; 1)-les buttes du champ de faille de Beaucaire où, sur substrat néocomien marno-calcaire, des tables de molasse burdigalienne calcaréo-gréseuse de 30 mètres d'épaisseur, ont été conservées (l'Aiguille, le Mourillon, le Rocher de Triple levé, le Roc du Château ruiné de St-Roman, le Rocher de la Caille), pittoresque bastions "couronnés de pins parasols" ayant 100 mètres et plus de commandement local par rapport au cailloutis; 2)-les dépressions fermées à fond palustre de Manduel -Redessan, de l'Etang de Campuget, de Brène-Mas Bel Air, de Pazac, de l'Etang de Clauzonne, du Clos des Pradas-St-Vincent, de Jonquières (f. de Nîmes). Par contre, il n'y a que très peu de valats, dans ce secteur septentrional, et le système des thalwegs de l'Ouest de Bellegarde, d'ailleurs alimenté par la source de la Bergerie de Balandran, fait figure d'exception.

d)-Problèmes d'interprétation; postulats et méthodes:

Dans cette Costière Nîmoise que F. MARCELIN définissait, non sans trahir quelque patriotisme local, comme "la région la plus étudiée de France", nous n'aurons guère à faire oeuvre personnelle, tant de chercheurs nous y ayant précédé et, récemment, les équipes du service des sols de la C.N.A.R.B.R.L. Mais nous aurons à choisir entre des interprétations inconciliables. Celles-ci, toujours à l'origine de vifs débats, se réfèrent à des partis-pris déjà exprimés dans la littérature scientifique ancienne. On les trouve formulées dans le texte où F. BOURDIER (1961, pp. 216-218) fait l'historique des travaux appliqués à ce terrain: "Les auteurs - écrit-il - sont généralement d'accord pour faire de la Costière un complexe

de plusieurs niveaux d'âges distincts, mais leurs opinions diffèrent quant à l'altitude relative de ces niveaux, à leur cartographie et à leur origine: surfaces de remblaiement, paliers d'érosion ou plateformes ayant subi des abaissments en gradins d'origine tectonique"(op.cit.p.216). Au vrai, accumulation et érosion sont incluses conjointement dans le concept de terrasse. Par ailleurs, étant rejeté le vieil eustatisme, selon le Général de Lamothe interprété par Ch.Depéret, dont F.BOURDIER (R.G.Dyn.1958,n^{OS}1-4,pp.16-29) a contribué à faire justice, et étant admis que les terrasses sont "climatiques", il n'est pas question d'exclure toute déformation récente a priori. Le problème revient donc à faire la part du modelé induit par la dynamique fluviale rhodanienne, compte tenu des apports affluents et de la variation de la ligne de rivage quaternaire et à mesurer, en la localisant correctement, dans le temps et dans l'espace, la part qui revient à la néotectonique.

Dans la période des recherches récentes, G.DENIZOT (1946), puis J.P.SCHWOBTHALER et H.VOGT (1955) et A.BONNET (1952, avec C.DUBOUL-RAZAVET et 1953, 1962, 1963, 1965, 1966) ont conçu l'explication du relief de la Costière par le jeu d'une tectonique quaternaire cassante très serrée, en relation avec les dislocations profondes reconnues par sondages.

Au contraire, les chercheurs de la C.N.A.R.B.R.L. tendent à vieillir la néo-tectonique et à la localiser dans l'espace; ils proposent une multiplicité de terrasses diversement pentées mais dont la série n'est pas sensiblement gauchie depuis la fin du

Quaternaire ancien. Chacune se distingue par son matériau sédimentaire ou par le degré de l'évolution cumulative de ses sols au sein de la famille fersiallitique (H.ARNAL, 1966, 1972; H.ARNAL, J.BARRIERE, F.BAZILE et C.TONI, 1974; J.BARRIERE et C.TONI, 1972; F.BAZILE, 1974; G.BOUTEYRE et M.ALLEMAN, 1964; J.M.LAPORTERIE et J.L.MERCIER, 1972; P.RUTTEN, G.BOUTEYRE et J.VIGNERON, 1963).

Que des travaux récents aboutissent à des résultats aussi opposés, s'explique par les caractères du terrain.

Située comme la Vistrenque, sur l'emplacement d'un fossé oligocène, sans doute encore actif au Pontien, comme on l'a vu plus haut à propos de la faille de Nîmes, on peut soupçonner la Costière de mobilité quaternaire relativement tardive. Après tout, le fossé oligo-miocène de la Vistrenque prolonge celui de Pujaut, tout comme le horst de Beaucaire, plus ou moins haché de failles d'importance secondaire, le horst de la Montagnette; et les bordures occidentale et orientale de la Costière ont des tracés remarquablement rectilignes.

Mais, dans les cailloutis, dans les sables et argiles du Quaternaire ancien qui leur sont subordonnés, et de même dans les sables et argiles du Pliocène marin ou dans les molasses (déformées à Montfrin) qui forment leur substrat, il n'est pas toujours aisé de distinguer une cassure d'un talus de tassement (par compaction post-sédimentaire ou karst indirect) ou d'un talus d'érosion.

Pour accorder la préférence à la tectonique faillée,

A.BONNET (op.cit.) affirme l'unité de la "nappe des cailloutis villafranchiens" dont il donne les variations d'épaisseur, la composition moyenne, précisant pour les quartzites alpins, la médiane, l'émoussé ovoïde que dépare une face plane, et rappelant la patine blonde, plus claire que la matrice sablo-argileuse rutilante. Il est certain que, fréquemment soliflués ou masqués par le "complexe loessique", ces cailloutis ont tous, du fait de l'émoussé fluviale et de leur patine, un air de famille; d'un lieu à l'autre; le spectre pétrographique n'en varie pas moins de façon systématique. Par ailleurs, le recours à la paléontologie ne constitue pas ici une méthode assez fine: ainsi la dent d'*Elephas meridionalis*, découverte à Candiac, grâce aux travaux d'irrigations de la C.N.A.R.B.R.L., près du pont où la D.139 franchit le Vistre, à l'altitude de 11 mètres, ne signifie pas forcément que les cailloutis où elle se trouvait incluse sont contemporains d'autres galets de plus forte altitude, si l'on veut bien se souvenir que ce fossile couvre une période allant du Villafranchien moyen au Mindel ancien compris (H.ARNAL, J.BARRIERE et F.BAZILE, 1974, p.65). Les mêmes auteurs notent, incidemment, que, pour être plus étroites, certaines "fourchettes" proposées par l'outillage préhistorique n'en sont pas moins gênantes. De la sorte, en bonne méthode, on ne peut arguer d'arguments paléontologiques (et quelquefois archéologiques) trop imprécis pour dater une nappe alluviale mise en place dans un temps trop bref. Mais, à l'inverse, toute solution proposée au problème chronologique doit se fonder sur des critères sédimentologiques, pédologiques et géomorphologiques cohérents et être, en sus, en accord avec les indications archéologiques et paléon-

tologiques.

C'est la raison pour laquelle nous n'adhérons pas à l'interprétation de A.BONNET; mais, faute d'avoir pu faire mieux qu'elle, sur ce terrain qui, plus que tout autre, est le sien, nous exposerons brièvement les résultats obtenus par l'équipe de la C.N.A.R.B.R.L.(du reste, partiellement utilisés au Chapitre V).

2-Les "hauts" de la Costière et le secteur méridional:

Caractérisé, dans la zone sommitale de Générac à St-Gilles en passant "par la ligne des Puechs" (J.BARRIERE et C.TONI, 1972,p.244), par l'apparition du faciès plaisancien et, moins largement, astien, signe de culmination structurale, le secteur méridional revêt, concernant les formations quaternaires superposées ou emboîtées, un original cachet d'incontestable ancienneté. Aux formations lagunaires de transition plio-quaternaires, succèdent, en effet, une série de sables puis des galets, coupés d'indices littoraux, où dominent les échantillons calcaires et les affinités gardoniennes et duranciennes.

Ces accumulations ne présentent pas les caractères morphologiques ordinaires des terrasses. Sans doute, ils ne les ont jamais assumés, s'agissant plutôt, comme le prouvent les cordons de galets remaniés par la mer, de cônes deltaïques recoupés par les diverses lignes de rivage. Mais, par ailleurs, les dépôts en cause sont déformés, entaillés par le ruissellement, en partie soliflués sur les interfluves, avec étalement en contrebas, d'une quantité modeste de matériaux fins enlevés de l'amont. De la sorte, il est

rare que soient conservés des paléosols dont l'évolution ait débuté tout de suite après la mise en place des sables et des cailloutis et, si cette éventualité se réalise, il est plus invraisemblable encore que les horizons élevés de ces sols n'aient point été victime de troncature.

Sans doute, les niveaux de la Cadenotte -Prends-te-Garde et des Bouillens- Mas-St-Fastour, relèvent-ils, au contraire, d'une morphologie de terrasses, à peine émoussée. Mais l'origine des alluvions y est rhodanienne et il convient de les rattacher au groupe des formations du Nord de la Costière, comme, d'ailleurs, les divers témoins qui se situent en amont de la plaine lunelloise et jusqu'au pays de Montpellier.

Pour les sédiments véritablement caractéristiques de la Costière méridionale, exactement situés au Sud et au Sud-Est de l'aire de culmination des Puechs, l'on doit donc constater que les formes contemporaines du dépôt sont oblitérées. Les formes observables actuellement relèvent des processus d'aménagement qui ont été évoqués ci-dessus et dont l'effet s'est avéré fallacieusement simplificateur. Il s'en suit qu'une seule méthode permet de débrouiller une réalité dont l'apparence est trop simple: l'établissement d'une stratigraphie détaillée, fondée sur la paléontologie, dans la mesure du possible, et, à son défaut, sur l'étude sédimentologique. Alors seulement, il sera possible de préciser l'évolution paléogéographique concernant la tectonique, les variations de la ligne de rivage, les déplacements du cours du Rhône et les paléoclimats.

a)- La stratigraphie des "hauts" de la Costière et du secteur méridional: (d'après J.BARRIERE et C.TONI, 1972, pp.231 -275).

---- Le Pliocène marin:

Le faciès plaisancien est connu à Gènérac, au long de la D.14, en direction des Puechs dans le soubassement desquels il a été repéré. J.BARRIERE et C.TONI (op.cit.p.242) signalent la commodité d'observation des carrières d'Aigues-Vives-Captives et de Reculan. Les travaux de franchissement de la D.42 par le Gazoduc ont permis de le reconnaître, plus ou moins dissimulé sous des colluvions récentes. On l'observe encore entre Pichegu et la station de pompage A.Dumont (tous ces points sur la f.d'Arles). De là, ses affleurements se poursuivent dans le talus bordier de la Costière de Bellegarde et de Beaucaire (f.de Nîmes). Sur l'autre flanc de cette entité, on le retrouve à Vauvert (coupe de la D.197), mais il s'enfouit rapidement vers le Sud et disparaît au-delà de Beauvoisin.

Fossilifère à la carrière de Pichegu, il se présente sous la forme classique de marnes gris-bleuâtre, plus rarement jaunies et généralement litées.

Les couches de passage du faciès plaisancien au faciès astien se définissent bien comme liées aux modalités de la transgression ainsi qu'aux relations du milieu marin et des apports d'origine continentale. Des sables apparaissent en lits alternant avec les marnes (Gènérac) ou des grès et un micro-poudingue épais de 1 à 2 mètres (Pichegu). Immédiatement au-dessus, doué semble-t-

il d'une bonne extension en Costière, J. BARILLERE et C. TONI (1972, p.246) signalent un banc à *Anomia ephippium*. Ce Mollusque lamellibranche ostréiforme paraît un bon repère de la limite Plaisancien Astien, faciès et non étages, comme l'on sait. Mais nos auteurs notent une certaine discordance de l'Astien relativement au Plaisancien.

L'Astien:

A Vauvert, à Gènerac (D.14), au Mas d'Aigues-Vives-Captives, on le repère sous son faciès sableux relativement mince (10 mètres). Ce sont des grès et conglomérats de facture littorale et marine par quoi débute l'Astien de Pichegu, ainsi qu'on vient de le voir. Mais ils sont surmontés par des sables continentaux, d'allure deltaïques, épais d'environ 10 mètres, et nettement subordonnés aux marnes à Potamides Basteroti (Manettes, f.d'Arles). Leur composition pétrographique (op.cit.tabl.p.247) nous paraît variée: la grande abondance des quartz (73,9%), d'ailleurs de diverses origines, et un faible lot de schistes et micaschistes (2,7%) peuvent avoir, pour partie, leur origine dans le Massif Central. Mais l'influence alpine est sensible avec 9,1% de quartzites, 1,3% de calcaires dits "à dessins elliptiques" duranciens, à côté de 9,1% de calcaires divers, 3,1% de radiolarites et roches siliceuses non détritiques et 0,4% de silex- ces derniers, selon P. DEMANGEON étant, en Costière méridionale, probablement liés aux calcaires siliceux originaires du bassin de la Durance (1959, p.301). Finalement, l'influence du cadre proche de la Garrigue calcaire ressort très peu de ce spectre pétrographique.

On voit que l'Astien, dans la Costière, est, en réalité, moins généreusement distribué que ne l'indique encore la 3ème édition de la feuille géologique d'Avignon au 1/80 000ème et la 2ème édition de celle d'Arles. En outre, sous son faciès fin ou grossier, il diffère un peu des classiques "sables" de Montpellier. La formation lagunaire à Potamides Basteroti le surmonte, quelquefois en discordance.

----Les termes du passage du Pliocène au Pléistocène:

La couche à Potamides Basteroti est largement représentée dans les environs de Gênerac, depuis les abords de cette localité jusqu'au Puech Cocon, vers le Nord-Est, les Puechs des environs de Beauvoisin, au Sud-Ouest, le soubassement du Puech de Dardaillon et les carrières de Reculan, au Sud. La coupe de la D.14, vers le croisement du chemin du Gazoduc montre, se succédant sur 5 à 6 mètres de haut et puissants, chacun, de 10 à 20 centimètres, une alternance de bancs de sables nérotiques, de marnes argileuses litées, de grès à pâte fine et de petits bancs calcaires; dans cet ensemble un niveau rassemble Gryphea Virleti, Gryphea cuculatta et quelques Anomies.

Le Potamides Basteroti n'est pas abondant: il n'a été observé, outre Gênerac, qu'au Mas Briquet et à Pichegu, en bordure orientale de la Costière. Aussi le banc à Gryphées et les niveaux de calcaires en plaquettes sont-ils des indicateurs précieux. Au Nord-Est immédiat de la station de pompage A.Dumont, le calcaire à Potamides fournit l'occasion d'un replat structural de

35 à 45 mètres (op.cit., p.247). Mais le niveau à Gryphées ne peut être utilisé sans référence à son encadrement stratigraphique, d'autres accumulations coquillières de même nature se retrouvant, plus haut dans la série sédimentaire. Dans le secteur entre Générac et Vauvert, au Sud de la Riasse, le niveau à Gryphées est surmonté d'argiles à montmorillonite, avec Planorbis, qui indiquent une diminution de salinité et donc un recul de l'influence marine au profit des eaux continentales. Ce sont les équivalents des marnes de Celleneuve.

En se fondant sur ces critères, J.BARRIERE et C.TONI (1972) font apparaître une extension très large de ces couches de transition, non seulement dans la Costière de Générac, mais au franchissement de la D.42 par le Gazoduc, vers Aigues-Vives-Captives, dans toute la Costière de St-Gilles. Là, à hauteur des Manettes, les couches à Potamides Basteroti ne reposent pas sur le sable marin mais sur le delta caillouteux fini-pliocène cité au paragraphe précédent. Au Sud de Vauvert, elles disparaissent, n'ayant plus été retrouvées que dans la tranchée du Canal d'irrigation du B.R.L. et au sondage de Gallician n°1, au débouché du ruisseau de Vallieu-guès, à -45m. (A.BCMNET et Ch.DUBOUL-RAZAVET, 1952, pp.123-130): c'est l'indice d'un fort pendage local au Sud. Aux carrières de Reculan, du reste, les couches à Potamides Basteroti, sont angulairement discordantes sur le Pliocène marin. Par contre, en divers lieux, elles se montrent ravinées par les apports détritiques continentaux qui les surmontent.

---- Le Quaternaire très ancien de la Costière méridionale:

Postérieur aux couches à Potamides Basteroti, mais de nature détritique, sableux et caillouteux, il a été confondu, pour partie, avec l'Astien dont on a vu que les affleurements sont restreints en Costière méridionale et, pour partie, inclus, sans distinction, dans un ensemble "villafranchien" doté d'une illégitime unité. Il en résulte une nécessaire révision des feuilles géologiques, même les plus récentes (Avignon, 1/80 000ème, 3ème édition; Lunel et Nîmes, 1/50 000ème). Successivement, nous définirons, d'après J. BARRIERE et C. TONI (op.cit.), les principaux termes de cette série dite "de Surville" (f. d'Arles) dans la région des "hauts" de la Costière de Générac, nous examinerons ses variations dans la Costière de Vauvert, et les particularités de sa conservation dans la Costière de St-Gilles où des termes un peu plus récents apparaissent; la description achevée, il sera possible de comprendre les choix d'ordre chronologiques où se sont arrêtés les auteurs pré-cités.

(1)-Les trois termes de la série "de Surville" dans les "hauts" de la Costière de Générac:

Il s'agit de formations détritiques, de plus en plus grossières, réparties de part et d'autre d'un épisode lagunaire.

(1)-Les sables inférieurs de Surville:

Ils sont assez grossiers et disposés en lits entrecroisés au Puech Cocon, plus grossiers encore dans les carrières des environs du Château de Surville. Leur contact avec les couches à Potamides

Basteroti sous-jacentes est de caractère ravinant. A leur base, sur 7 à 8 mètres, apparaissent des passées de graviers et de petits galets, mêlés à des "galets d'argile" qui ne sont rien d'autre que le résultat de l'érosion mécanique du substrat, lors de la mise en place de cette série détritique (voir chapitre V). Les sables entrecroisés s'affinent vers le haut, vers Aigues-Vives-Captives et passent à des grés cannelés littoraux à débris d'Ostreidés, notamment, qui annoncent un régime littoral lagunaire (op.cit.p.241).

Significative est la composition pétrographique au niveau des sables entrecroisés, telle qu'elle apparaît au "Creux" d'Aigues-Vives-Captives (op.cit.p.239). A côté de silex (3,5%) qu'il est difficile d'interpréter, et de 8,3% de roches siliceuses non détritiques, il y a été relevé une proportion de quartz (63%) beaucoup plus élevée que celle des quartzites (13,1%), des traces de schistes et schistes métamorphiques (3,9%), de gneiss (0,4%) et de roches ignées acides (1,2%), toutes pourtant vulnérables, et une faible quantité de calcaires (5,9%). Ce stock d'affinités principalement cévenoles et, sans doute, accessoirement accru de quelques apports des Garrigues, rappelle la crise glyptogénétique éprouvée par le Bas-Languedoc et son cadre montagneux, au début du Pléistocène.

(2)- L'épisode lagunaire:

A Générac, au Puech Cocon, les sables entrecroisés sont surmontés par des couches essentiellement marneuses, grises et jaunes, incluant un banc riche en Gyphea cucullata et Gyphea Wir-

leti, mais de petite taille et surmontées par un niveau à montmorillonite noirâtre, le tout épais de quelques mètres.

Au Puech Dardaillon, la couche à Potamides Basteroti puis le niveau grossièrement détritique à "galets d'argile" qui la surmonte sont ravinés par une formation épaisse de 3 mètres de sables parfois grésifiés et de galets où dominent les échantillons calcaires, à fort indice d'émoussé, et, surtout, d'aplatissement, disposés parallèlement aux lits qui les contiennent. Ils incluent parfois des éléments marneux remaniés du faciès du Puech Coccon.

Ce dernier détail tend à montrer que, de ces deux formations manifestement littorales et probablement référentes à une vaste lagune sinon à la mer elle-même, la seconde succède chronologiquement à la première. Avec des marnes à passées sableuses minces, fréquemment calcarifères et indurées (sans doute du fait d'émersions: op.cit.p.244) et passant au sommet à des niveaux à montmorillonite, en nombre et en extension quelque peu variables (F.BAZILLE, 1974, p.30), signe du recul de la salinité (ibid.), puis la constitution d'un cordon littoral, la série des Puechs confirme bien cette évolution.

Deux traits doivent encore être retenus. D'une part, aux environs de Surville, ces témoins de l'épisode lagunaire sont basculés, au Sud-Est de 20°; d'autre part, la composition pétrographique du cordon littoral, au Puech Dardaillon comme à Surville, est fondamentalement différente des sables à stratification entrecroisés. Elle n'est pas cévenole, mais bien durancienne et les analyses donnent, en ce qui la concerne, des proportions sensiblement compara-

bles à celle des cailloutis "terminaux" qui les surmontent dans la zone de Générac et des Puechs.

(3)- Les cailloutis "terminaux" (1)

Altérés profondément au Puech Cocon, ces dépôts détritiques, au grain pluricentimétrique à décimétrique, montrent, au Puech Dardaillon, une disposition et un aspect morphoscopique alluvial. Leur composition pétrographique fait apparaître une absence totale de schistes, micaschistes, gneiss et de roches ignées acides diverses. Il s'y trouve moins de quartz (7%) que de grès quartzites (22%), une certaine proportion de silex (3,1%) et de roches siliceuses non détritiques (2,6%) ainsi que peu de grès calcareux (0,6%). Mais la roche la mieux représentée est le calcaire: 63,3% au total dont 17% de calcaires "elliptiques". Aussi l'origine durancienne se trouve-t-elle signée. L'on a obtenu des résultats comparables au Puech d'Aigues-Vives-Captives et à la carrière de Surville (op. cit. tabl. des pp. 237 et 241). En ce dernier secteur, les cailloutis "terminaux" ravinent plusieurs des formations antérieures. Ils sont également déformés au Sud-Sud-Est.

(II)- Variantes observées pour les trois termes du Quaternaire très ancien dans le secteur de Vauvert:

En ce secteur, Sud-occidental par rapport au précédent,

(1)- Ce terme ne doit pas s'entendre stratigraphiquement. Il exprime seulement le fait -- frappant -- que ces cailloutis couronnent la plupart des Puechs, atteignant les altitudes les plus élevées de la Costière.

J.BARRIERE et C.TONI (op.cit.pp.252-258) ont retrouvé les trois termes de la "série de Surville", définis en pays de Gènerac. Toutefois, ils ont révélé quelques variantes dignes d'intérêt.

--- En ce qui concerne ces couches lagunaires, il convient de distinguer les deux niveaux déjà définis.

--- Le niveau inférieur des sables cévenols entrecroisés y est daté, aux carrières de "la Plaine", près de Vauvert, par Cervus pyrenaicus que J.MICHAUX (1971) a reconnu comme postérieur à la faune de Montpellier et contemporain de celle du Roussillon (cité par F.BAZILLE, 1974, p.27). Ces sables se terminent, non à Vauvert, mais dans les environs de Beauvoisin (Puech de l'Ane, carrières de la Crouzette, par un dépôt de cailloutis rhodaniens, puissant de 4 à 5 mètres, à dominante de quartzites alpins fréquemment cimentés -- passage d'un bras du fleuve, pour la première fois signalé en ce secteur (J.BARRIERE et C.TONI, 1972, p.254). Les sables inférieurs passent progressivement sous le niveau littoral intermédiaire, comme on peut le voir au Puech d'Etienne ou au Castellat et à la Maison de Retraite de Vauvert même.

Les marnes grises et jaunes, de type saumâtre à la base, avec divers lits irréguliers de montmorillonite, signalant la dessalure de l'eau au sommet, constituent un bon horizon repère local: puissantes de 10 à 15 mètres, elles se suivent tout au long de la bordure occidentale de la Costière méridionale, de Vauvert au Mas Soulet et affleurent dans l'incision des valats principaux (cf. Valliougues). Elles ont été retrouvées dans les fondations

de la tour de mise en pression proche du Mas Soulet et dans la coupe de la branche du Canal d'irrigation du B.R.L. Dans le premier de ces terrassements au niveau supérieur de la montmorillonite, ici de couleur verte, J.MICHAUX (op.cit) a identifié un Rongeur, Mymomys stehlini. Ce Muridé fournit les éléments d'une position stratigraphique analogue aux gisements des environs de Sète, soit postérieure au maximum calabrien.

Le contact entre marnes et formation sus-jacentes est marqué, à Valliarnaud (Valat de Valliougues), par "un niveau d'individualisation du fer", sur quelques centimètres d'épaisseur, fait banal soulignant la différence de porosité (F.BAZILE, 1974, p.30).

Le cordon littoral dont l'existence suppose des points d'ancrage que confirment les marnes durcies, a été retrouvé vers Beauvoisin (J.BARRIERE et C.TONI, 1972, p.255) et étudié par F.BAZILE (1974, pp.31-32) à la Crouzette. Au-delà, il n'a pu être reconnu en direction de Vauvert ni plus au Sud. Toutefois, le fait qu'on rencontre des galets à fort aplatissement au milieu des cailloutis fluviatiles "terminaux" fait plutôt penser à sa destruction par ravinement qu'à une absence originelle. Il devient donc impossible de distinguer la formation littorale du niveau supérieur, et cela d'autant plus que les deux stocks sont d'affinités duranciennes.

Relativement aux cailloutis fluviatiles "terminaux", l'on peut se borner à deux remarques pour définir l'originalité de la Costière de Vauvert: leur très fort degré d'altération, leur net pendage au Sud-Ouest qui est commun avec toutes les formations lo-

cales qui leur sont subordonnées.

(III)- Localisation et état de conservation des termes du Quaternaire inférieur en Costière de St-Gilles:

Les couches de la "série de Surville" se retrouvent dans la région des puechs vers St-Antoine, Fourniguet, le Moulin Baguet, Gonnet (f.d'Arles) où elles sont souvent très altérées. Simplement, le gordon littoral et les marnes lagunaires qui lui sont sous-jacentes ne s'observent pas au même endroit: le premier est visible au flanc des Puechs (St-Antoine, Moulin Baguet, Fourniguet), les secondes apparaissent au-dessus du Canal principal d'irrigation B.R.L., vers Mondésir et Charenton.

Mais, en direction du Sud-Est, c'est-à-dire de St-Gilles, les choses se présentent différemment. Les "couches de Surville", y sont vigoureusement ravinées par une nappe de cailloutis fluviaux qui s'emboîte littéralement dans les précédentes, ne dépassant pas l'altitude de 95 mètres sous les reliefs de Baguet et de Fourniguet, recoupée par la branche principale du Canal d'irrigation, entre le vallon de Charenton et la ville, et atteignant une épaisseur de 20 mètres, environ. Le spectre pétrographique ne comporte guère que des traces de schistes, micaschistes, gneiss et roches ignées acides, ainsi d'ailleurs que des grès calcareux: faible influence cévenole possible. Les calcaires sont en quantité réduite (13,5%). Par contre, les roches siliceuses non détritiques (4,5%), les silex (7%), les quartz (44,1%) et surtout les quartzites (29,4%) confèrent à ce dépôt un cachet alpin, mais moins direct que ne l'autoriserait

un apport de la Duranco, enrichi relativement en galets résistants par un transport plus long ayant pu ménager des pauses durables, bref, dénoncent une fourniture rhodanienne (J.BARRIERE et C.TONI, 1972,p.248 et tabl.p.249).

Ces éléments, antérieurs au rivage de 45 mètres, doivent encore être rangés dans le Quaternaire très ancien. Ils ont livré une dent de Mastodon arvernensis à R. de JOLY (in G.DENIZOT,1938). Au-delà, la région de St-Gilles ne montre plus que des gisements de Quaternaire ancien élevé.

---- Le Quaternaire ancien élevé des environs de St-Gilles:

Il s'agit essentiellement de formations de rivage:

La plus élevée ne semble pas dépasser l'altitude de 48 mètres (n'étant point pris en considération les dépôts éoliens qui ont pu, à partir de ce littoral, être distribués plus haut). Elle se décompose classiquement en deux parties.

(1)-Un appareil littoral assez varié où dominent les dépôts argilo-marneux et limono-sableux de type lagunaire. On y relève en outre des grés et un banc calcaire qui avait retenu l'attention de G.DENIZOT (1938).J.BARRIERE et C.TONI (1972,p.249) l'ont observé au pont de St-Gilles sur le Canal B.R.L., au pont Bache, au stade de la ville, mais sous forme de lentilles disjointes à cause du ravinement opéré par le cordon littoral.

(2)-Ce cordon littoral, visible sur la route de Nîmes, à la sortie de St-Gilles, peut remanier le cailloutis rhodanien sous-jacent mais il est majoritairement d'origine durancienne, avec

de forts indices d'aplatissement (op.cit.tabl.p.249). Il se suit malaisément dans le secteur de Vauvert. Cependant, les niveaux a et b ont été retrouvés par F.BAZILE (1974, pp.43-44) proches de la Combe Rounive à mi-chemin entre Belle Fontaine et le Mas de Callet.

(3)- Le rivage inférieur où Cordon d'Espeyran (f.d'Arles) repose vers 10/15 mètres sur un paléosol rouge, cordon de galets aplatis mêlés de sables grésifiés. Il se peut qu'il s'agisse d'un stade régressif à peine postérieur au rivage décrit ci-dessus (J.BARRIERE et C.TONI, 1972, p.250). F.BAZILE (1974, p.44) l'a observé à des altitudes sensiblement pareilles, au Sud-Ouest de Vauvert (ferme du Jardin de Maraval) et au Nord Ouest de cette ville où il remanie des dépôts rhodaniens et passe sous la terrasse également rhodanienne des Bouillens -- formations qui appartiennent, en réalité, aux types caractéristiques de la Costière septentrionale.

b)-Enseignements des dépôts de la Costière méridionale:

---L'âge des formations quaternaires:

La série ci-dessus définie peut être comparée, niveau par niveau, à la coupe de la Mosson et à la séquence du Biterrois, l'une et l'autre assez précisément datables. En Costière méridionale même, si le Mastodonte de St-Gilles et l'Eléphant méridional des Bouillens ouvrent chacun une "fourchette" trop large pour lever toute incertitude, le *Mimomys stehlini* du Mas Sculet, permet un bon "positionnement" dans l'échelle des Rongeurs. C'est pourquoi nous déclarons convaincus par la chronologie qu'ont proposée J.BARRIERE et C.TONI (op.cit.pp.268-270) et qu'a également adoptée F.BAZILE (1974, p.12). Nous admettons donc les assimilations et les attributions suivantes:

(1)-Les sables à lits entrecroisés et les cailloutis "terminaux" de Surville doivent pouvoir être mis en parallèle, respectivement, avec les "limons, sables et graviers" des plateaux du Biterrois et avec les galets de la Caumette. Ces dernières formations sont antérieures aux laves de Valros qui les recouvrent, vieilles de 1,6 million d'années. Ce "Villafranchien" de la carte géologique doit donc appartenir au Donau inférieur (sables à lits entrecroisés) et moyen (cailloutis "terminaux").

Les couches littorales qui les séparent ne peuvent, dans ces conditions, que désigner un rivage calabrien.

Quant à la formation des galets ravinants à Mastodon arvernensis de St-Gilles, postérieure au rivage attribué au Calabrien mais antérieure au littoral de 45 mètres, elle ne peut représenter que le Donau élevé.

(2)- Les dispositions relatives aux formations lagunaires et au cordon littoral de 45 mètres à St-Gilles permettent de les situer après les deux vieilles terrasses rhodaniennes de la Costière septentrionale (Garons et Bouillargues-Bolchet).

Le rivage de 15-10 mètres affecte non seulement les cailloutis duranciens de la région de St-Gilles, mais remanie, en secteur de Vauvert, des cailloutis rhodaniens et passe sous la base de la terrasse fluviatile des Bouillens qui le fossilise (J.BARRIERE et C.TONI, 1972,p.267 et F.BAZILE,1974,p.44).

L'un et l'autre doivent donc trouver une place dans le complexe sicilien, en concordance, comme on le verra, avec l'âge Günz de ces apports fluviatiles.

--- Les implications paléogéographiques:

Ainsi situés dans le temps, ces dépôts peuvent être exploités en fonction de leur provenance, des tendances qu'ils dénotent, empiement ou ravinement et emboîtement, de la compétition qu'ils expriment entre l'influence continentale et l'influence maritime.

(1)-Distribution chronologique des divers apports fluviatiles.

A partir de ce qui vient d'être noté, il suffira de rappeler, ici:

- l'origine locale (et sans doute partiellement cévenole) des formations du Donau inférieur, compliquée d'un bras rhodanien très localisé (Bezuvoisin).
- la provenance durancienne des sédiments du Donau moyen, si majoritaires qu'on ne peut que se demander si le cours du Rhône était alors détourné plus à l'Est ou si les alluvions de ce fleuve, retenues pour la plus grosse part à l'amont, ne parvenaient qu'en faible quantité en Costière méridionale, en quelque sorte diluées dans celles de son grand affluent.
- le retour à l'influence rhodanienne, marquée d'un appoint cévenol pour le cailloutis du Donau supérieur (St-Gilles)

- les apports duranciens dominant au Sud et Sud-Est tandis que le Rhône l'emporte au Sud-Ouest, pendant le Günz.

(2)- Phases d'accumulation et d'érosion rythmée:

Les sables à lits entrecroisés et les cailloutis "terminaux" qui leur sont superposés, par l'intermédiaire d'un système de rivage, (succession témoignant d'une grossièreté accrue), sont le signe d'une crise glyptogénique au cours de laquelle l'ablation de l'amont pays se trouve compensée en Costière, comme du reste dans tout le domaine sublittoral, par une phase d'accumulation dont les dépôts, imparfaitement conservés aujourd'hui, ont pu atteindre plusieurs dizaines de mètres.

Le climat, pour autant qu'on puisse se fier aux enseignements, à peine antérieurs, de l'analyse pollinique pratiquée sur échantillons des marnes de Colleneuve (J.P.SUC. Thèse de Sp., Montpellier, 1973, 93p.), passe du type pliocène relativement chaud, mais assez humide quoique affecté de "cycles" pluri-annuels, à un style plus "méditerranéen", caractérisé par une saison sèche estivale. Les formations de faciès fluviale qui viennent ensuite et qui nous intéressent ici, supposent une humidité annuelle plus forte, mais n'excluent pas un caractère saisonnier marqué. Le régime des cours d'eau, fort chargés, implique des pulsations violentes, avec une compétence s'accroissant lorsqu'on passe des sables du Donau inférieur aux cailloutis du Donau Moyen.

En ces débuts du Quaternaire, comme on l'a noté au Chapitre V, sans exclure un certain rafraichissement, l'allongement et

l'aggravation d'une saison sèche paraît plus probable qu'une crise thermique. En effet, ces vieilles formations ont été très altérées sans qu'on puisse bien séparer ce qui, en la matière, revient à la période qui a suivi immédiatement leur dépôt ou ce qu'elles doivent à la longue durée de l'évolution pédologique subie jusqu'à nos jours. Celle-ci n'a pu s'effectuer, toutefois, sans intervention de l'ablation mécanique. Ce que l'on observe au Puech de Dardaillon, en région de Générac (J.BARRIERE et C.TONI, 1972, p.236) ou au Roc des Poulets, en pays de Vauvert (F.BAZILLI, 1974, p.34), ce sont les zones altérées profondes et les horizons d'accumulation de paléosols tronqués, autrefois épais de 10 mètres ou plus. En effet, des signes de lessivage perpétrés, après troncature, aux dépens d'anciens horizons d'enrichissement, apparaissent qui dénoncent l'établissement tardif d'un nouvel équilibre pédogénétique. De la sorte, la relative ancienneté de la pédogenèse antérieure à la phase d'ablation se trouve démontrée et son intensité ne plaide pas en faveur d'un froid sensible au Quaternaire inférieur.

--- Avec la Donau élevé de St-Gilles qui ravine profondément les formations antérieures commence une phase d'incision par étapes qui favorise les phénomènes d'emboîtement (Costière méridionale) ou d'étagement (comme on le verra, en Costière septentrionale).

(3)- Compétition de la terre et de la mer en zone deltaïque:

La Costière méridionale appartient davantage au domaine deltaïque qu'aux paysages des terrasses de vallées réalisés à l'amont. Les dispositions décrites ne peuvent s'expliquer sans les avancées

des atterrissements en période d'accumulation et les variations pléistocènes de la ligne de rivage.

Les trois littéraux identifiés (Calabrien: 110/130 mètres; Siciliens 45 et 10-15 mètres) marquent une baisse relative du niveau marin. Pour les deux rivages transgressifs, un doute subsistant sur la signification troisième, la dénivellation est remarquable.

En fait, elle admet des implications tectoniques et, d'ailleurs, le rivage Calabrien est franchement déformé, ce que l'on ne saurait affirmer des plus récents. Tous s'appuyaient à un "paléo-relief" sis dans la zone de culmination astienne de la Costière qui semble avoir été plus élevée à la fin du Quaternaire supérieur qu'il n'apparaît aujourd'hui et avoir, alors, servi de point d'appui à la haute terrasse de Garons.

---- Néotectonique en Costière méridionale:

(V.J.BARRIERE et C.TONI, 1972, pp.237-238, J.BARRIERE, J.C.BOUQUET et C.TONI, 1973, C.R. Acad.Sc., pp.265-268; C.BATTI, 1974, pp.67-70).

(1)-La "paléoride" Ouest-Est de la Costière de Générac:

La culmination en cause est clairement démontrée par le pendage de secteur Sud de l'Astien, la discordance des marnes à Potamides Basteroti et la déformation qu'ont subie les sables et cailloutis jusqu'au Denau élevé de St-Gilles, inclus.

Il s'agit, comme on peut le remarquer, d'une néotectonique post-astienne, réalisée par étapes à travers la période la plus ancienne du Quaternaire et qui se trouve révolue lors de la mise

en place du rivage sicilien; ce littoral ne paraît pas déformé, encore moins celui de 10/15 mètres; si donc des déformations sont intervenues depuis la fin du Donau, c'est à une échelle si faible qu'elles ne sont guère décelables dans ces matériaux meubles.

La structure édiflée a été décrite par J. BARRIERE et alt. (1972, p.267; 1973, p.288) comme une figure anticlinale, avec pendages pouvant atteindre 25°, alignée sur le horst de Beaucaire et le bombement des Alpilles "au flanc Sud duquel le Pliocène et le Pléistocène inférieur d'Eyguières plongent de 15°". Il est probable que ce motif plissé s'est accompagné du rejeu en décrochement sénestre de l'accident d'Arles et de la faille de Nîmes, décrochement dont nous avons souligné la réalité en ce qui concerne cette dernière. Le flanc méridional de cet anticlinal de la Costière de Gênerac, d'axe sensiblement Ouest-Est s'étendant jusqu'à Gonnet, est relativement bien conservé et rend compte de la physionomie particulière de ce secteur Sud. Par contre, le flanc Nord n'est plus observable, ayant été profondément retouché par l'érosion du Rhône qui, au Günz et au Mindel, l'a recouvert, en même temps qu'il le masquait de ses accumulations alluviales.

En effet, le barrage réalisé par cette "paléoride" a visiblement joué un rôle décisif, en rejetant le Rhône au Nord-Ouest, en direction de Lunel et Montpellier, pendant la durée du Günz et une partie du Mindel.

Remarquons, en outre, que le pendage des cailloutis du Quaternaire ancien, se fait au Sud- Sud-Est dans la Costière de

St-Gilles, au Sud - Sud-Ouest dans celle de Vauvert, laissant supposer l'intervention d'accidents cassants plus ou moins obliques par rapport à l'axe de la "paléoride".

(2)-La faille d'Aigues-Vives-Captives et les petits accidents brisants de la Costière méridionale:

Un tel accident a été mis en évidence, depuis le versant Nord-Ouest du Puech Lachet jusqu'au Sud de Reculan, séparant structuralement la Costière de Générac des abords du Château de Curville, deux secteurs ainsi bien individualisés malgré leur identité pétrographique dont nous avons tenu compte ci-dessus. La faille en cause, dite d'Aigues-Vives-Captives, met en contact anormal le Plaisancien avec le Pléistocène ancien, postérieur aux couches à Potamides Basteroti, ce qui permet d'apprécier son rejet à 15/20 mètres; son tracé induit une présomption de subverticalité du miroir, le regard étant, bien entendu, tourné au Sud-Est.

Zones de broyages, variations rapides de pendages, orientation des têtes de vallons permettent de soupçonner d'autres accidents de même nature. Ainsi, selon J.BARRIERE et C.TONI (1972,p.238), au Sud du précédent, "à Ste Colombe et le long de la D.197, au droit des Puechs Roussin et Casseport".

En pays de St-Gilles, une faille Sud - Sud-Ouest, Nord - Nord-Est est "probablement responsable du relief noté à l'Ouest des Manettes" et des déformations notées à cet endroit", au long du canal B.R.L., dans les formations du Plio-Pleistocène ancien (J.BARRIERE,J.C.BOUSQUET et C.TONI,1973,p.286)

En pays de Vauvert, F.BAZILE (1974,p.69) attire l'attention sur la dénivellation de l'interface sables à lits entrecroisés, marnes lagunaires surincombantes, d'un flanc à l'autre du Valat de Valliougues et sur le prolongement de l'accident pré-cité de la D.197 dans le Vallon de Rounive. J.BARRIERE et alt. (1973,p.288) mentionnent la possibilité que tels de ces accidents, de faible rejet vertical, soient également pourvus d'un jeu horizontal, décrochements de non moins faible ampleur, mais suffisants pour rendre compte de la torsion apparente qu'a subi l'axe de la "paléocride" de Générac en direction du Sud-Ouest.

Par contre, ce système de cassures mineures apparaît sans commune mesure avec les grandes dislocations profondes repérées par sondages. Ce qui pose le problème de la nature des lisières occidentale et orientale de la Costière.

(3)-Le problème de la "faille" de Vauvert:

Rien ne permet d'attester, à la vue des affleurements, une faille de St-Gilles qui eût joué au Pléistocène.

Les arguments utilisés depuis G.DENIZOT (1946,pp.137-141) et repris par A.BONNET, 1963,p.17; 1962,pp.251-259; 1965,pp.571-579 et 1966,p.348), pour démontrer l'existence d'une faille de Vauvert, doivent être abandonnés: "les cailloutis qui ont servi à étayer l'existence de cette faille sont calcaires à plus de 75% et d'origine durancienne, sur les "hauts" de Vauvert, et immédiatement en contre-bas du relief de faille supposé, siliceux et riche en roches grenues, pauvres en calcaires (moins de 25%) et d'origine rhodanienne"

(J.BARRIERE et C.TONI, 1972, p.268). Cette remarque, en dissipant le mythe de "l'unité de la nappe villafranchienne", interdit toute assimilation de la dénivellation constatée à un rejet. L'on a vu également que l'argument paléontologique, fondé sur la découverte d'une dent de Mastodon Arvernensis à St-Gilles et d'une dent d'Elephas méridionalis à Vestric, n'offrait pas davantage de garantie quant à l'homogénéité des cailloutis de la Costière.

Il reste cependant, en faveur d'une faille de Vauvert: d'une part, la probabilité d'un accident profond mais qui aurait connu son rejet principal avant le Quaternaire, d'autre part, le caractère sub-rectiligne du talus étiré entre cette ville et le Mas Soulet. Ces arguments ne se rapportent pas à des phénomènes d'échelle comparable. Aussi, est-ce sans préciser les liaisons possibles avec un accident profond que J.BARRIERE et C.TONI (1973, p.286) se montrent assez enclins à rendre compte de ce modeste talus par un effondrement quaternaire d'une dizaine de mètres. P.BAZILE, (1974, p.69) s'est efforcé d'en authentifier l'existence par l'observation suivante, réalisée près du Mas des Clochettes (f.de Lunel):

Unecarrière montre: "les sables de Surville dans leur faciès "terminal" (stratification horizontale) surmontés des marnes (lagunaires); le contact entre les deux formations se fait vers 20 mètres ... environ".

"En contrebas de la carrière, 150 mètres au Nord du Mas des Clochettes, le talus montre, à l'affleurement, un important banc de marnes jaunâtres, entrecoupé de plusieurs bancs d'argiles

montmorillonitiques; ces marnes affleurent entre 5 et 10 mètres".

Si les marnes jaunâtres de 5 à 10 mètres appartiennent bien au même étage stratigraphique que les marnes lagunaires notées à 20 mètres, l'on aura effectivement un rejet en rapport avec le commandement du talus.

c)-"La "livrée" du Quaternaire récent en Costière méridionale:

Quelle que soit l'importance de la néotectonique en Costière méridionale, on resterait loin de la réalité en se bornant à retenir ses caractères structuraux. La surface topographique des épandages ne correspond nullement à la surface d'accumulation acquise lors de leur mise en place: la troncature de sols initialement épais de plusieurs mètres est là pour le prouver, sans oublier la vigueur de thalwegs bien incisés, aux aspects un peu différents suivant qu'ils s'orientent au Sud et au Sud-Est ou encore à l'Ouest, ni les glacis récents à couverture mince qui se développent en coalescence au débouché de ces derniers sur la plaine. Bref l'évolution durant le Quaternaire moyen et récent a imposé à la Costière méridionale une "livrée" climatique qui n'efface d'ailleurs pas complètement les nuances sectorielles.

(1)-Morphologie climatique du flanc Sud et Sud-Est:

La topographie d'ensemble de ce versant de la Costière méridionale, situé, en somme, entre les rivages de 45 et de 10/15 mètres, doit dériver d'une surface d'abrasion commandée par le retrait de la mer. Au vrai, elle n'est que l'héritière très indirecte de cet ancien modelé. Non seulement pédogenèse et glyptogenèse

l'ont usée depuis, mais elle paraît avoir été modelée en glacis -- deux glacis étagés pour être précis, que sépare un talus où les courbes de niveau se montrent plus serrées, au droit du château de Bek et du Mas de Fonteuil (f.de Lunel, 1/25 000ème, n^{os} 3-4) (F.BAZILE, 1974, p.44).

C'est sur ce plan incliné complexe que se sont établis les principaux thalwegs (J.BARRIERE et F.BAZILE, 1971, pp.405-430; F.BAZILE, 1971, pp.431-439; 1973, 132p.; F.BAZILE et E.ROBERT-BAZILE, 1973, pp.265-272), peu hiérarchisés et orientés au Sud: Valliougues, Rounive, Mégère. La première citée, parmi ces vallées, atteint près de 10 kilomètres de long, 500 de large; 30 de profondeur. Les moins importantes se perdent dans le piedmont colluvié méridional avant d'atteindre le marais flandrien humide. Mais toutes sont cataclinales et beaucoup guidées par des cassures, somme toute, parfaitement adaptées à la structure née du diastrophisme du Villafranchien ancien. Les rares vallons affluents qui conduisent vers les drains principaux, presque "suspendus", ne se raccordent qu'au prix d'une petite gorge à pente longitudinale accrue. C'est que ceux-ci, bien qu'ordinairement à sec, sont sujets à de vigoureux affeuillements de crues.

Le creusement s'est fait, cependant, par étapes. Le Valat de Valliougues, sous de vagues replats mal caractérisés et à peine déprimés par rapport aux croupes interfluves, montre deux niveaux au-dessus du thalweg actuel.

Le plus élevé, vers 60 mètres à l'amont, 50 à l'aval, est

couvert de colluvions anciennes où se repèrent les horizons rouges Bt et blanchâtres Bca du paléosol tronqué du quartier de Jean Thomas et où ont été relevées des traces d'une industrie moustéroïde qui, selon F.BAZILE ne peut remonter au-delà d'un Riss tardif.

Le plus bas possède également un masque colluvial, mais passant, vers le thalweg et vers l'aval, à une nappe de caractère alluvial. Il porte un sol fersiallitique lessivé à réserve calcaïque, typique du Würmien, en notre région, tout comme l'industrie moustérienne trouvée bien en place. Il s'agit donc d'une forme de transition entre la terrasse et le glacis de versant.

Ce bas glacis-terrasse est localement recouvert de colluvions plus récentes encore fossilisant sa couverture habituelle, colluvions que le thalweg actuel entaille sur plusieurs mètres.

Les dispositions de la "Combe Rounive" (F.BAZILE, op.cit, p.57) se réfèrent exactement à la même évolution.

Elles prouvent que les principales phases de dissection se situent hors des deux dernières périodes froides, en phases successives: les premières, mal définies sont antérieures au Riss tardif; une phase importante prend place à l'Inter-Riss-Wurm (que coupe d'ailleurs, à Valliougues, une récurrence cycloclastique, retour du froid intermédiaire, connu en d'autres lieux du Bas-Languedoc. F.BAZILE, op.cit.p.51) enfin la dissection l'emporte de nouveau au post-Wurm.

(II)-Morphologie climatique du flanc Ouest de la Costière méridionale:

Anaclinales d'allure dans leurs rapports avec le talus de cailloutis en forme de fausse Cuesta du pays de Vauvert, isolant quelques buttes, les vallées se montrent, en ce secteur, plus courtes, de profil en long plus tendu, mais non moins vigoureusement incisées que sur le versant Sud.

Un peu au Nord-Est de Vauvert (f.de Lunel), 1/25 000ème, n^{os} 3-4), la "combe Jeannet" a livré à F.BAZILE (op.cit.p.57) une chronoséquence pédologique et des outillages parfaitement en accord avec les résultats déjà exposés:

- Replat à sol fersiallitique tronqué et à industrie d'un âge assimilable à l'Acheulien (Riss).
- glacis-terrasse à sol fersiallitique à réserve calcique et à industrie moustérienne (Würm I ou II).
- colluvions inférieurs à sol brun calcaire et à industrie aurignacienne (le Würm III se signale ici, bien que le colluvionnement ait dû se poursuivre longtemps après).

Ces colluvions reprises par les écoulements des thalwegs, se sont étalées sur un vaste glacis d'environ 2 kilomètres de largeur maximale, qui s'allonge d'Aubord jusqu'aux Clochettes en passant devant Vauvert, en pente de 1 à 2%, légèrement vallonné mais ne laissant apparaître que de médiocres et rares pointements structuraux. Il forme là l'élément principal du paysage, exceptionnellement dominé, à l'amont, par des replats plus élevés sis à l'abri

du débouché des valats, au flanc des Puechs et, tantôt respectant, tantôt tronquant ou fossilisant les anciennes terrasses rhodaniennes de part et d'autre du quartier des Mas de Prends-te-Garde et de la Cadenette où ces formes ont été conservées.

Ce glacis apparaît composite. Il remploie des sables du Pléistocène ancien de Gènerac et des galets "terminaux". Aussi s'agit-il en partie d'une formation pédochrome. Un sol fersiallitique lessivé et à pseudo-gley s'y est développé. Mais, installé sur un matériau préalablement très altéré, il n'est guère possible d'inférer, de l'évolution de ce sol, une appréciation chronologique valable. Fort heureusement, l'archéologie apporte des enseignements (F.BAZILE, op.cit., pp.63-65), d'ailleurs complexes. Sans que la topographie cesse d'apparaître effacée. on peut relever, ici, des échantillons mousteroides à débitage levalloisien "qui ne peuvent être antérieurs au Riss récent", là, du Moustérien attribuable au Würm. Le fait que, sous la protection des Puechs, demeurent de vagues replats étagés, l'apparente imbrication que l'on rencontre, ailleurs, de dépôts ris-siens et würmiens, nivelés dans un même plan là où s'épalaient les eaux que les thalwegs concentraient à l'amont, donne l'impression d'un glacis polygénique, développé au Quaternaire moyen élevé et récent.

Par place, des langues sablo-limoneuses solifluées, longues de 800 à 1000 mètres, pouvant atteindre 3 mètres d'épaisseur, sortes de coulées boueuses, çà et là coupées de lits de galets ravinants remaniés de l'amont, recouvrent ce glacis, apportant quelque modeste irrégularité à sa surface. Leur sol brun calcaire et le matériel

aurignacien qui y a été trouvé les rattachent au colluvionnement qui triomphe du Würm III à l'actuel.

3-La Costière septentrionale

Beaucoup plus vaste que le secteur méridional puisqu'elle s'étend de l'aérodrome de Garons jusqu'à la basse vallée du Gardon et au horst crétacé de Beaucaire, elle affecte une forme de plateaux. Le pluriel se justifie par l'étagement des altitudes en une série de plateformes que séparent, quelquefois, des talus nets (entre Mas de Rozier et du Campuget.f.de Nîmes), le plus souvent, de longs glacis de raccordement. Parfois, tel niveau s'y réduit à une vague butte aux flancs sans raideur (cote 81, au Sud de la Plaine d'Arnaud.f.de Nîmes); ailleurs, en particulier dans le Nord de la Costière, certains sont insensiblement vallonnés, une série de croupes séparant des thalwegs peu marqués. A l'exception de la vallée de la Bergerie de Balandran à Bellegarde, déjà signalée, les incisions bordières, sont de courtes et infimes échancrures, autant vers le Gardon que vers la plaine du Rhône, à plus forte raison du côté de la Vistrenque. Rien n'y rappelle la vigoureuse dissection de la Costière méridionale. Par contre, les cuvettes fermées sont fréquentes et de belle taille. Leur terre palustre introduit une certaine variété dans cet ensemble où, sous le masque du "complexe loessique" et sur substrat pliocène (le Plaisancien étant mieux représenté que l'Astien et les couches à Potamides Basteroti), règnent exclusivement des cailloutis rhodaniens, mêlés d'apports gardoniens et à l'exclusion d'une in-

fluence typique de la Durance. Les paléosols développés sur les cailloutis à prédominance siliceuse (moins de 25% de calcaires), compte non tenu de ceux plus récents, établis sur le complexe loessique et les colluvions, appartiennent tous au type fersiallitique; mais, inégalement évolués, ils se placent dans une "chronoséquence" que confirment quelques découvertes archéologiques, permettant, en combinaison avec le phénomène d'étagement signalé ci-dessus, l'établissement d'une stratigraphie. En bref, la Costière septentrionale apparaît formée d'un ensemble de terrasses essentiellement rhodaniennes et apparemment non déformées, si l'on prend en considération les variations de pente des profils en long successifs du fleuve, tels qu'ils ont été constatés, plus en amont dans la basse vallée (H.ARNAL, 1966, pp.676-684).

a)-Le cailloutis rhodanien et accessoirement gardonien:

J.BARRIERE et C.TONI (1972, tabl.p.261) en ont précisé l'analyse pour la terrasse de Bellegarde (60 mètres) et pour celles des Bouillens et de Beaucaire S.N.C.F. qui bordent la Costière septentrionale à l'Ouest et à l'Est, respectivement. Les silex n'y sont guère abondants, sans doute (de 0,3 à 3,4%). Le lot calcaire est réduit (de 9 à 22,4%), avec généralement moins de 1% de calcaires "à dessin elliptique". Les roches pouvant provenir du Massif Central se montrent en quantité variable: grès calcareux (0 à 2,7%), schistes et micaschistes (0 à 0,4%), gneiss (1,3 à 5,7%), roches ignées acides (4,9 à 11,0%), quartz (11,4 à 19,1%). En fait, la grande richesse en gneiss, roches ignées acides et quartz témoigne encore d'un apport alpin, comme les radiolarites et autres roches sili-

ceuses non détritiques (1,3 à 3,3%) et surtout les quartzites statistiquement prédominants (44,4 à 57,5%). Majoritairement rhodaniens et accessoirement cévenols, ces cailloutis comportaient donc une prédominance de roches siliceuses dès leurs dépôts que l'altération subie depuis n'a pu qu'accroître relativement, surtout en surface.

b)-Place des terrasses de la Costière septentrionale par rapport à la terrasse d'Estézargues:

Bien que située sur l'autre rive du Gardon, dans le prolongement du fossé de Pujaut et, par conséquent, extérieure à la Costière, la terrasse d'Estézargues vaut d'être décrite à fins de comparaison. Elle se singularise par son altitude (150 à 160 mètres, en rapport avec un aplanissement d'extension limitée de l'Urgonien, près du Mas de Bel Air - f.d'Uzès - sous le Mourre de la Coudette et la Forêt de Rochefort). La fréquence des très gros calibres du cailloutis rhodanien (galets de quartzites ayant jusqu'à 30 et 40 centimètres de long) et l'épaisseur variable du dépôt (de quelques décimètres à près de 20 mètres prouvés par le creusement de puits), ne sont pas moins remarquables. La surface n'en est pas très régulière, affectée de dépressions fermées du même genre que celles qui se rencontrent en Costière, par exemple au Sud-Ouest du Mas de la Mure ou à l'Est du Château de Bosc. Il est apparu à H.ARNAL (1966, pp.676-679) que cette variété topographique était à l'origine de deux types différents d'évolution pédologique du même cailloutis.

En bordure de l'Urgonien, hors des recouvrements de gélifracis calcaires et de loess, on trouve un paléosol rouge partiel-

lement tronqué. Il porte, cependant, la trace d'un lessivage superficiel qui le décolore sur 45 centimètres, sans qu'on puisse affirmer qu'il s'agisse d'un horizon A originel; le plus probable, en effet, est qu'il provient d'un lessivage tardif affectant la portion superficielle, après troncature. Quoi qu'il en soit, on trouve au-dessous, sur 1,30 mètre d'épaisseur, un horizon rouge jaunâtre, fortement argilisé, contenant, pulvérulents ou non, des galets siliceux fort altérés. Ce n'est qu'à sa base, vers 1,75 mètre que commencent à apparaître, quoique partiellement attaqués par la dissolution au sein d'une matrice rouge, des galets calcaires, de toutes façons originellement minoritaires dans ce cailloutis rhodanien.

Dans les dépressions topographiques, le profil pédologique s'avère sensiblement différent. Le sol montre des traces d'hydromorphie, peu éloignées de la surface où il n'est pas complètement décarbonaté. A quelques décimètres de profondeur, l'on observe un encroûtement calcaire net. Il recouvre près de 3 mètres de cailloutis libres, mais au sein desquels les dispositions verticales dénoncent une forte cryoturbation, sis au-dessus d'un cailloutis de composition identique, mais non perturbé, emballé dans une matrice sableuse.

L'on peut penser, avec H.ARNAL (op.cit.) que la présence d'eau, en zone basse, aura d'abord favorisé la cryoturbation pendant les phases froides, puis l'encroûtement de nappe interglaciaire et interstadiaire, masquant ainsi la différenciation pédogénétique. Mais même hors d'atteinte de la surface de la nappe phréatique, l'évolution pédogénétique est moins poussée que ne le laisseraient

prévoir les arguments en faveur de l'ancienneté du dépôt alluvial (altitude, correspondance avec un aplanissement calcaire, calibre des galets). Sans doute est-ce dû à deux circonstances locales particulières: 1)-la réalimentation du paléosol en produits frais, notamment calcaires, par le moyen du saupoudrage éolien; 2)- l'érosion répétée des horizons supérieurs toujours amincis.

A la coupe de la Bégude-de-Saze, l'érosion a été telle que le cailloutis n'a guère plus d'un mètre d'épaisseur. Ce qui en est conservé appartient aux termes tout à fait inférieurs du paléosol qui s'est trouvé à peu près complètement détruit. Les galets sili-
ceux rhodaniens ravinent là des sables à lits entrecroisés, épais au maximum de quelques mètres. Ces derniers reposent en discordance sur un banc marneux jaunâtre contenant Potamides Basteroti. Ledit banc recouvre à son tour la marne grise plaisancienne varvée, par l'intermédiaire d'un lit à végétaux (P.DEMANGEON, 1959, p.254).

Au total, il est aisé de reconnaître dans ces sables, succédant à la couche à Potamides Basteroti, une formation équivalente au niveau sableux de Générac et de Surville, témoin du Pléistocène le plus ancien. De même, les cailloutis de la terrasse d'Estézargues doivent être rangés dans le Donau "rhodanien", au même titre, que les cailloutis "terminaux" des Puechs de la Costière méridionale appartiennent au Donau "durancien".

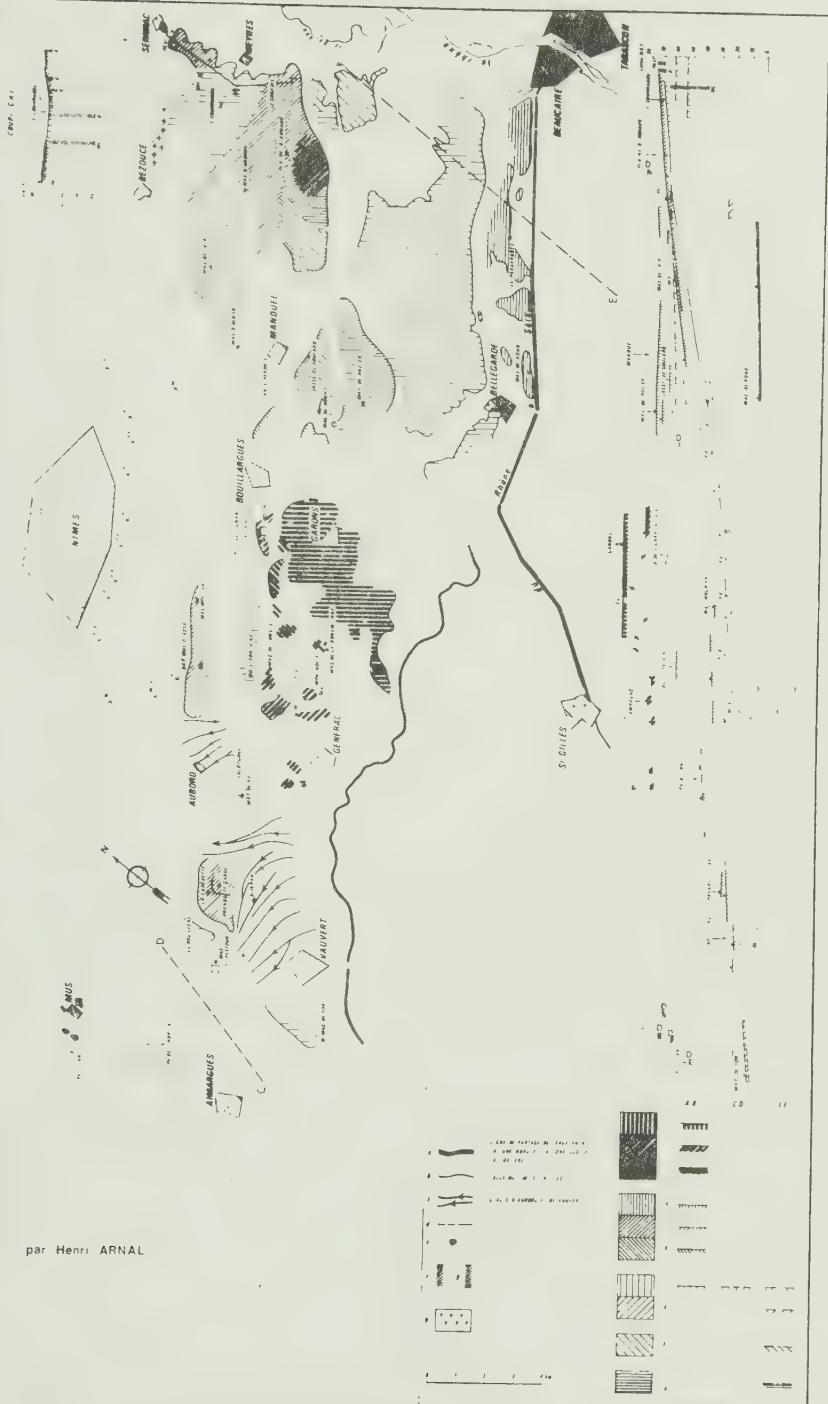
Les pendages dégressifs successivement enregistrés par le Plaisancien, la couche à Potamides Basteroti et les sables à lits entrecroisés, montrent, ici encore, la réalité de la phase

tectonique fini-astienne / début du Villafranchien dont nous avons reconnu la discrète manifestation, au voisinage de la Combe de Lédénon. Quant à savoir si le cailloutis rhodanien d'âge Donau se trouve lui-même déformé, il n'est guère commode d'en décider au gisement de la Bégude-de-Saze où cette formation a été amenuisée au sommet des pentes d'érosion qui dominent l'étang de Pujaut.

Il reste que l'ensemble des terrasses de la Costière septentrionale est plus récent que la terrasse d'Estézargues. Et, sans doute, en est-il de même par rapport au lambeau de la Croix-des-Soldats, près de Lédénon. Ce petit affleurement, contenant de nombreux quartz gardoniens, sis à 116 mètres, nous paraît, (très profondément altéré et recouvrant, en forte discordance, quelques mètres cubes d'un conglomérat calcaire non coloré, mais déformé, aujourd'hui à peu près éliminé de la carrière qui a été ouverte à cet endroit) se rattacher plutôt au niveau 127 mètres de Théziers qu'au niveau 90 mètres de Garons.

c)- Les Terrasses de la Costière septentrionale proprement dite: (J.BARRIERE et C.TONI, 1972, pp.259-262. H.ARNAL, 1974. Bull.Soc.Et.Sc.Nat.Nîmes, pp.35-50 et H.ARNAL, J.BARRIERE, F.BAZILE et C.TONI, 1974, même Bull. pp.61-66).

Quatre critères permettront ici une ventilation des faits d'observation. Le plus détaillé se réfère aux dispositions topographiques: 9 niveaux. La pédologie ne permet d'établir que trois coupures à partir desquelles se classent ces neuf terrasses; du moins sont-elles fort nettes. Enfin l'archéologie (H.de LUNLEY, 1965, pp.901-



- Carte de situation, carte schématique et coupes des terrasses rhodaniennes de la partie Nord de la Costière nîmoise et de leurs prolongements vers Montpellier.

de 1 à 10 : représentation des niveaux sur la carte et les coupes sur des plans passant par AB, CD ou EF.

a : ligne de partage des eaux entre la zone Nord et la zone Sud de la Costière. — b : talus ou limite petite du cailloutis. — c : glacis d'Aubord et de Vauvert. — d : fond de la Vistrenque projeté sur les plans passant par CD et AB. — e : forte troncature du sol. — f et g : cailloutis traversé dans les sondages. — f : plancher du cailloutis non atteint g : plancher du cailloutis atteint. — h : cailloutis du Gardon

x : coupes et sondages profonds ; identification : Ga, Mi, Vi ; sondages SNPLM in Schwobhalter et Vogt 1956. — Ia, P31 à P111, PK12 : sondages de reconnaissance des ouvrages de l'autoroute A9. — ML : puits du mas de Laval in Denizot 1946 p. 148. — MC : puits du mas de Claussone d'après M. Allemann (note manuscrite). — B : sur cartes des sols au 5.000^e B.R.H.L.

904), F.BAZILE, 1971, pp.431-439; F.BAZILE et E.ROBERT-BAZILE, 1973, pp.265-272) et la paléontologie, apportent, ponctuellement, leur confirmation.

---- Les hautes terrasses:

Elles forment trois niveaux:

(I)-Le Niveau de Garons: 92/95 mètres.

Don choix, quant à l'établissement de l'aérodrome commercial de Nîmes, témoigne de sa platitude. A sa surface, le cailloutis, remanié et brisé par la cryergie, est marqué par le "complexe loessique". Au sein de ce dernier- voile tardif- peuvent se développer des sols récents. Au contraire, le paléosol véritable de la terrasse est profond de plusieurs mètres et fort évolué. Son équivalent, en pays montpelliérain, serait la terrasse de Doscare. La présence du "complexe-loessique" interdit que la plupart des contours soient nets. Il s'agit généralement de longs glacis de raccord dont certains ont pu s'amorcer à partir de la zone des Puechs alignés de Générac au Moulin de Baguet et sur laquelle la terrasse de Garons était venue s'appuyer. Toutefois, du "balcon" primitif de cette terrasse, il reste un talus assez net, au Nord où s'ordonnent les sources du Sud de Bouillargues, vers 80/85 mètres et au Sud-Est où affleurent les marnes sous-jacentes à 75/80 mètres: deux preuves du caractère "étagé" de cette accumulation alluviale, par référence à la suivante.

(II)-Le niveau du Mas de la Bohémienne-Mont-Roches:

85/88 mètres:

Il serait sans intérêt de signaler, en Costière de Bouil-

largues, ce replat alluvial de médiocre extension, au sol et à la topographie peu distincts par rapport au niveau de Garons, s'il ne paraissait correspondre à des accumulations assez bien individualisées de la région de Montpellier (Bois de St-Antoine, Gramont) où elles se tiennent vers l'altitude de 50 mètres.

(III)-Le niveau du Bolchet -(Sud - Sud-Ouest de Bouil-largues); 75/80 mètres:

Comme les précédents, il ne donne une impression d'horizontalité que localement. En réalité, il pend naturellement vers l'aval; d'où, compte-tenu de la grande extension qui a été la sienne et des témoins assez vastes et dispersés qui en subsistent, l'échelonnement des cotes que nous citons ci-dessous: 79/80 mètres, de part et d'autre du Bolchet, le long du canal B.R.L.; s'abaissant à 76 et 73 mètres à l'aval. Mas de Conses, le Campagnolle, du Coteau et jusque dans les replats sis à l'Ouest des Puechs de Générac; se relevant au contraire à l'amont, si on lui rattache comme le fait H.ARNAL (op.cit.p.39) la cote 81 au Sud de la plaine d'Arnaud (Nord-Est de Radessan) où a été observé un paléosol de cachet ancien gravement tronqué. En pays de Montpellier, le terme correspondant serait situé, entre autres lieux, au Mas du Ministre.

Les sols des hauts niveaux:

H.ARNAL (ibid) les définit comme: "fersiallitiques sans réserve calcique, très lessivés, à pseudogley quasiment généralisé"

L'horizon A 2 lessivé peut atteindre 1 mètre.

C'est l'accumulation argilique Bt qui est, par colmatage du sommet de cet horizon, responsable du pseudogley.

La puissance de l'altération, prise dans son ensemble, atteint 10 mètres.

Ce sol n'est parfaitement réalisé, avec tous les caractères évoqués ci-dessus, que sur le plateau de Garons. Sur les deux niveaux développés en contrebas, on ne le retrouve en semblable état de perfection que dans les positions les mieux aplanies. Il y a là, outre les données topographiques, un argument permettant de voir, dans les entités de Garons, de la Bohémienne-Mont-Roche et du Bolchet, trois terrasses distinctes.

Mais, à la vue du faible progrès réalisé dans le creusement de la vallée et de la parenté des paléosols, il n'est pas moins évident que ces trois niveaux témoignent d'oscillations climatiques réduites au sein d'une même partie du quaternaire. Celle-ci, tant à cause de l'évolution des paléosols, que de la postériorité évidente à l'égard de la terrasse Donau d'Estézargues et des corrélations établies avec le pays de Montpellier, doit correspondre au Günz.

--- Les moyennes terrasses:

Il est nécessaire de les diviser en deux groupes en fonction du degré présumé d'évolution des paléosols. En outre, le groupe le plus récent est marqué par un incident de grande envergure touchant le cours du Rhône.

Le premier groupe de terrasses moyennes:

(I)-La terrasse de Mas Rozier (Sud de Manduel)-Bois de Signan (Sud- Sud-Ouest de Bouillargues): 69/72 mètres:

Son horizontalité est tout à fait remarquable au Sud et au Sud-Est de Manduel. Vers l'Orient, sa limite est un talus d'une dizaine de mètres de dénivellation, assez régulier et jalonné par une branche du canal d'irrigation B.R.L., partiellement fossilisé par des limons ruisselés et des loess remaniés (Mas de Carlot et Mas de Laune.f.de Nîmes-v.J.R.DESAUNETTES et J.VIGNERON, 1958, Ann.Agron. pp.749-789). Vers l'Ouest (Mas de Bonice) et le Sud-Ouest (Mas de Béaud), se présente un petit talus de deux mètres par où l'on passe au replat de la Jasse de Combe (69 mètres) que H.ARNAL (op.cit. p.41) considère comme un "sous-niveau". La terrasse principale du Mas de Rozier, paraît se retrouver, avec un paléoscl semblable, un peu plus bas à l'aval, notamment à la carrière ouverte pour l'auto-route, au Sud-Ouest du Mas du Bolchet et dans divers replats du Bois de Signan (65 mètres).

(II)-La terrasse de la Jasse de Goulard- Mas de Ratyé :

64/40 mètres:

A l'amont, à 64 mètres, de part et d'autre de la Jasse de Goulard, limitée par deux talus orientés Ouest-Est signalés par M.ALLEMANN et J.VIGNERON (Sud de Manduel), elle se présente couverte par des limons de ruissellement minces, alors que plus à l'Ouest elle paraît dissimulée par des apports en partie caillouteux venus des niveaux surincombants.

Inclinée vers l'aval, elle se retrouverait, avec un degré équivalent d'évolution du paléoscl, à l'altitude de 35-40 mètres, au Mas de Ratyé (Sud d'Aubord).

(III)-La terrasse de Sernhac -le Cabanis (Sud de Leynes)-
Grand Mas d'Assas (entre Crissargues et Aubord) -Prends-te-Garde-
la Cadenette : 75/24-19 mètres:

La grande extension de cette entité explique la dénivellation de ses témoins. Ceux-ci forment souvent des plages importantes sur la carte. Ils n'en sont pas moins séparés: non tellement par dispersion de leurs cailloutis dont la continuité paraît assurée, que par leur troncature et leur recouvrement, grâce, respectivement, à l'abrasion et à la fossilisation (empruntée aux épandages plus anciens), retouche et masque afférents au développement des grands glacis bordiers, déjà étudiés à Vauvert et s'étendant jusqu'à Aubord.

L'un des témoins les plus importants forme l'angle Nord-Ouest de la Costière. De Sernhac au Cabanis -75 mètres- passant au pied de la cote 81 précitée qu'il longe à l'Ouest et au Sud-Ouest, incluant les cailloutis de Manduel (J.BARRIERE et C.TONI, 1972, p.260) et ceux du Mas d'Alban (54 mètres), il se poursuit jusqu'aux replats voisins du Grand Mas d'Assas.

Dans sa partie aval, nous l'avons déjà signalé, en secteur de Vauvert, flanquant les formations beaucoup plus anciennes de la Costière méridionale. Il se dédouble, d'ailleurs: replat à 24/25 mètres de Prends-te-Garde et replat de 19/22 mètres de la Cadenette.

La terrasse de Sernhac- le Cabanis -Prends-te-Garde est datée archéologiquement par des pièces "pour la plupart non roulées,

soit postérieures, soit subcontemporaines" du dépôt partie intégrante de la "Pebble-culture du Midi de la France (plus anciennes que l'Acheuléen moyen de Terra amata - H.de LUMLEY, 1969), comprises entre le Günz récent et le Mindel moyen, dont H.ARNAL, J.BARRIERE, F.BAZILE et C.TONI (1974, p.65) rappellent les principaux gisements: "Bois des Orgues, au Nord (H.de LUMLEY, 1972. Gallia-Préhist., L.MOI-GNIEN, 1972, Thèse IIIème cycle, Paris), château Barnier et Prends-te-Garde-les-Cadenettes, au Sud (F.BAZILE, 1974, Bull. Soc. Et. Sc. Nat. Nîmes)".

Si le froid du Quaternaire récent paraît responsable, dans le secteur amont, de fentes en coin à remplissage de terre fine provenant du complexe loessique, larges de 90 centimètres sous le sol de labour, atteignant une profondeur de 1,80 mètres où elles se ferment et organisées en polygones de 8 à 11 mètres de diamètre que souligne une végétation hygrophile (G.BOUTYRE et M.ALLMANN, 1964, 15 p.), comme ceux de Pazac, c'est évidemment le paléosol longuement élaboré qui doit servir d'élément de datation complémentaire. Or, le léger ravinement subi par cette terrasse, à l'amont, y entraîne quelques motifs de diversification pédologique. C'est ainsi que le paléosol des buttes, si insensibles soient-elles, est tronqué jusqu'à la roche-mère, formée de cailloux d'où les éléments calcaires, même mincritaires, ne sont pas exclus. A l'inverse, dans les fonds de vallons mal drainés, enrichis d'apports éoliens et colluviaux, la présence d'une nappe aqueuse, très proche de la surface, a favorisé la cryoturbation (galets redressés), les signes d'hydromorphie et une redistribution du calcaire en provenance de ces apports secon-

daïres. Avec un drainage un peu meilleur, l'enrichissement en poudres carbonatées ayant été moindre, l'évolution s'est faite plus vite vers un type fersiallitique lessivé à bariolage de pseudogley. (H. ARNAL, 1974, p.42).

Le pseudogley est donc un cas particulier. A la coupe de l'autoroute au Sud de Sernhac (cailloutis gardonien) et à celle des carrières du Mas du Bolchet, les paléosols typiques de ces niveaux moyens définissent: un type "fersiallitique sans réserve calcique, très lessivé, à horizon Bt non colmaté".

L'horizon A2 atteint seulement, en terrain plan, 0,4 à 0,6 mètre pour le cailloutis rhodanien, 0,6 à 0,8 pour le cailloutis gardonien. Si son épaisseur approche 1 mètre, vers les ruptures de pente, c'est l'effet d'une accélération du lessivage oblique.

L'horizon Bt, hors des dépressions, n'est pas assez imperméable pour autoriser un pseudo-gley.

La puissance totale, dans les meilleurs cas, est de l'ordre de 4 à 5 mètres.

Au total, étant combinés les apports de l'étude topographique, de la pédologie et de l'archéologie, ce premier groupe de terrasses, postérieures au Günz, doit relever d'un âge mindélien ancien.

Le deuxième groupe de terrasses moyennes et le changement de cours du Rhône:

(I)-La terrasse de Meynes- les Bouillens: 69/70 à 13-14 mètres:

Cette forme s'individualise par un léger ensellement topographique (4 à 5 mètres) entre les témoins de la terrasse précédente représentés à Sernhac et au Cabanis. Son altitude est donc, alors, de 69/70 mètres, et sont juxtaposées alluvions du Rhône et du Gardon. Elle disparaît, plus au Sud, sous les formations plus récentes de la vallée du Vistre; toutefois, elle a pu être suivie par sondages peu profonds lors des travaux d'établissement de l'autoroute: l'on sait ainsi que son profil l'abaisse, dans cette portion cachée, à 12 mètres au-dessous du premier niveau surincombant. Elle reparait ensuite au jour aux Bouillens et au Pont de l'Hôpital (Sud de Codognan) où elle se tient vers 13/14 mètres; soit dans les 6 mètres au-dessous de l'accumulation de la Cadenette.

Les travaux de franchissement du Vistre au Château de Candiac ont montré, dans ces cailloutis mêlés de sables, une partie inférieure de disposition littorale d'où provient probablement la dent d'Elephas méridionalis que l'on a tirée de ce chantier. Comme ce fossile couvre une période étendue du Villafranchien moyen au Mindel ancien, on peut retenir cette limite supérieure pour dater le niveau littoral. Cela renvoie la partie supérieure fluviatile dans le Mindel moyen ou récent, ce qui convient à l'aspect du paléosol qu'elle porte (H.ARNAL, J.BAANNIERE, F.BAZILE et C.TONI, 1974, pp.64-65).

Le paléosol en cause, visible à la carrière des Bouillens et au Pont de l'Hôpital, est fersiallitique lessivé à accumu-

lation argileuse non colmatée, épais seulement de 2 à 2,5 mètres (H.ARNAL, 1974, p.44). Il doit être rapproché du sol de la vaste terrasse de Bellegarde.

(II)-La terrasse de Bellegarde: 60-65 mètres.

H.ARNAL (op.cit.p.44) lui rattache un lambeau isolé près du Parc, à hauteur de Monfrin. Mais bien entaillée dans les hauts niveaux, dominant à son tour les basses terrasses par un balcon très net, elle est assez étendue pour offrir des petites dépressions et d'insensibles têtes de vallons. Là le sol peut être plus épais, de tendance hydromorphe et affecter un cailloutis redressé par la cryoturbation. Mais, en position plane, la quasi-similitude du sol de la terrasse de Bellegarde et de celui de la terrasse de Moynes-les-Bouillens incite à situer ces deux formes dans des phases climatiques très rapprochées.

Toutefois, la terrasse des Bouillens est la dernière grande construction alluviale rhodanienne située à l'Ouest de la Costière. La terrasse de Bellegarde qui lui fait suite chronologiquement, flanque ce "pays" à l'Est. Le changement décisif du cours du Rhône a donc lieu dans la durée du Mindel récent. C'est pourquoi, soit dit en passant, le piedmont de Mauguio, développé sous les buttes alluviales, résidu des apports rhodaniens ne peut remonter au-delà de ce Mindel récent.

Désormais le fleuve ne changera plus de secteur comme le prouve le niveau suivant.

(III)-La terrasse du Mas du Maire: 55/56 mètres:

Ce lambeau, proche de Comps s'étend, avec une belle régularité, en direction de Jonquières-St-Vincent. Il n'a été que tout récemment séparé de la terrasse de Bellegarde (H.ARNAL, 1974, p.45) et pour des raisons topographiques. Bien que son paléosol ne soit guère connu, son altitude est trop proche du niveau de Bellegarde, trop détachée au-dessus des bas niveaux pour qu'il soit autre chose que le dernier terme du Mindel récent.

--- Les basses terrasses:

Déjà signalées dans la première partie de ce travail et depuis longtemps connues, elles portent des sols médiocrement évolués et demeurent en position bordière par rapport à la Costière.

(I)-La terrasse S.N.C.F. de Beaucaire: 25 mètres:

Visible près de cette ville, elle se résoud, à l'aval, jusqu'au Mas du Bosc en petits replats peu nets parce qu'étroits et fossilisés de colluvions. Son sol est fersiallitique lessivé mais à réserve calcique non complètement détruite et à encroûtement calcaire ("taparas"). Il s'agit d'un niveau attribuable au Riss.

Ce même niveau rissien se retrouve le long du Gardon, entre Sernhac et Meynes, mais avec alluvions cévenoles et non rhodaniennes.

(II)-La basse terrasse de Beaucaire ou des Paravaudes:

4/7 mètres : qui plonge sous les alluvions post-glaciaires, définitivement, après le Mas Rond, près de Bellegarde, montre un cailloutis peu altéré et un sol fersiallitique à réserve calcique modal

et à léger encroûtement calcaire peu profond (70/80 centimètres). C'est évidemment le niveau würmien principal (H.ARNAL, 1974, p.45).

d)-Retouches apportées lors du Quaternaire moyen élevé et récent au modelé de la Costière septentrionale:

Deux types de formes, d'échelle de grandeur médiocre, constituent des retouches apportées à la topographie du système des terrasses mis en place, en Costière septentrionale du Günz au Mindel. Ce sont, d'une part, les glacis de raccordement à faible inclinaison, souvent substitués aux balcons de ces terrasses ou disposés en auréole au pourtour de leurs lambeaux isolés; d'autre part, les dépressions fermées à tendances palustres. L'évolution pédologique, récente mais inégalement avancée, est, dans ces deux milieux, commandée par la présence des limons loessiques, identifiables sur des aires fort étendues.

--- Les limons loessiques de la Costière septentrionale:

Ils couvrent à peu près la moitié de l'espace considéré mais sur une faible épaisseur, de 0,5 à 0,75 mètre, en général. Les coupes plus puissantes, toujours inférieures à 2 mètres, révèlent toujours l'envoyage d'une poche ou d'un petit thalweg.

Par leur granulométrie, leur composition chimique, ils sont très proches de ceux de la Garrigue Nîmoise, dont ils ne se distinguent guère que par leur fraction sableuse.

Dans la notice de la feuille géologique de Nîmes au 1/50 000ème, récemment parue, on trouve précisée la proportion écrasante de la phase limoneuse (70% des grains entre 2 et 50 microns);

les 30% restants se partagent à peu près équitablement entre les sables (plus de 50 microns) et les argiles (moins de 2 microns).

La fraction sableuse est relativement grossière (10 à 20% des grains supérieurs à 100 microns) ce que justifient des emprunts réalisés aux dépens de la matrice des cailloutis de Costière. Du reste, une proportion non négligeable de sables de 0,5 millimètre est éolisée.

La fraction argileuse a révélé, au laboratoire, un mélange de kaolinite, de montmorillonite et d'illite, sans qu'aucun de ces minéraux paraisse prédominant.

Le quartz détritique forme 60% du sédiment, accompagné de traces de feldspaths (orthose et plagioclase) et de muscovite. Le calcaire représente une portion importante : 20 à 30% de certains gisements.

La parenté du "loess" de Costière avec le "loess" de Lédénon est généralement reconnue: l'un et l'autre sont considérés comme provenant d'un matériau éolien remanié. Toutefois, en Costière, il semble que l'évolution pédologique soit plus avancée et une certaine diversification apparaît en fonction du site, sur laquelle P. MARCELIN avait attiré l'attention dès 1947, distinguant:

(1)-Le "loess" étalé sur les surfaces d'accumulation du cailloutis:

C'est le moins perturbé. Sous un mince horizon gris brun foncé de 7 à 8 centimètres, concentrant racines et débris végétaux, il se montre jaunâtre ou roussâtre, coagulé en agrégats

légers sur une trentaine de centimètres grâce à l'humus, inégalement mais toujours faiblement lessivé, tandis qu'en profondeur le calcaire tend à se concentrer.

Là où la décarbonatation des horizons élevés est avancée on peut ne rencontrer que 10 à 7% de $\text{CO}_3 \text{ Ca}$. Il est possible que ce soit un signe de relative ancienneté. Mais l'on n'a guère réussi, jusqu'à présent, à séparer chronologiquement les éléments du manteau loessique de la Costière. L'influence des conditions topographiques locales et notamment les possibilités offertes à la percolation des eaux infiltrées semblent plus importantes.

En contre partie, le calcaire tend à se rassembler dans les horizons profonds, sous des formes variées mais classiques: pseudo-mycélium, manchons d'anciennes radicelles, "poupées", et même horizon consolidé, plus ou moins résistant sous le marteau ("taparas").

(2)-Le "loess" des pentes

Il se montre mêlé de sables relativement grossiers et de cailloutis siliceux empruntés aux formations superficielles de terrasses surincombantes.

Dans la région de Bouillargues, les pentes qui descendent de la Costière vers le Vistre, soit de l'Est vers l'Ouest, portent, mêlés au "loess", des gélifracts anguleux centimétriques, en provenance du Crétacé de la Garrigue Nîmoise. Il s'agit, évidemment, des reliques de la couverture d'un ancien piedmont de ce dernier massif,

aujourd'hui détruit. La position des cailloutis calcaires suppose:

1)-une pente primitive Ouest-Est, 2)- un creusement de la vallée du Vistre, inférieur d'une vingtaine de mètres à celui qu'on observe aujourd'hui et une position du thalweg un peu plus orientale; 3)- un renversement de la pente du versant et un remaniement des éléments meubles à l'occasion du déblaiement, plus ample que vigoureux, de la vallée du Vistre. L'épandage des gélifracsts de la Garrigue jusqu'aux environs de Bouillargues, ne saurait surprendre, compte tenu de leur étalement tel qu'on peut le constater présentement.

(3)-Le "loess" des dépressions fermées:

Il s'agit bien de limons, puisque 50 à 60% du sédiment sont inclus dans la phase granulométrique de 2 à 50 microns. Mais la médiane est plus basse que dans les types précédents (20 microns contre 30).

La fraction sableuse y est toujours à peu près équivalente à la fraction argileuse. Toutefois, la part de cette dernière s'accroît (25%).

La matière organique (1,5%) y prend une certaine importance qui justifie la couleur grise de ce dépôt de caractère palustre -- caractère que confirment les taches de couleur rouille, signes d'hydromorphie. Pourtant, il est douteux que ces marais ait été permanents. Même en des périodes plus humides et plus froides du Quaternaire, ils ont toujours dû s'assécher en été. Si défavorables qu'aient été, alors, les conditions de l'évolution de la matière organique, on n'y trouve jamais de traces de tourbe.

La richesse en calcaire y est considérable, représentant la moitié des substances découvertes à l'analyse chimique.

Deux sources paraissent avoir contribué à la concentration du carbonate de calcium, en dehors de l'apport direct par saupoudrage de "loess", savoir: la concentration dans les eaux affleurant saisonnièrement, par la remontée d'une nappe qui n'est jamais profonde, à partir du lavage des terres sèches environnantes; la destruction de tests de Mollusques qui sont encore localement abondants.

Si une telle abondance de calcaire a freiné le lessivage, celui-ci ne s'est pas moins exercé comme le prouvent le pseudo-mycélium, les "poupées", la cimentation des cailloutis sous-jacents, mais surtout la formation d'un ou plusieurs niveaux de "taparas" chacun épais de quelques centimètres, éventuellement ondulés ou feuilletés (Notice f.géologique au 1/50 000ème de Nîmes).

Le matériau fin et argilo-calcaire provient, sans aucun doute, de la combinaison des apports du petit ruissellement de compétence infime, du colluvionnement qu'autorise l'abondance relative des colloïdes et du transport éolien.

La puissance du "taparas", imperméable lorsqu'il est continu, a renforcé le caractère palustre.

Mais le "taparas" se retrouve en bien d'autres sites de la Costière, sous le cailloutis (Garons), en bordure des talus de terrasse (de Beaucaire à Bellegarde), sur les glacis de raccordement comme on l'a vu. S'il est lié à la présence d'une nappe subsu-

perficielle ou à la vigueur des écoulements obliques sous-cutanés, il n'en est pas moins dans la dépendance d'une fourniture ou d'un réapprovisionnement en calcaire. Plus qu'à la marne sous jacente dont le séparent des cailloutis siliceux épais de plusieurs mètres, le "taparas" doit être considéré, à notre sens, comme la conséquence du saupoudrage de la Costière par un "loess" riche en calcaire (remanié ensuite sur courte distance) au cours du Quaternaire moyen élevé et récent, en particulier.

On ne peut, dans les vieux cailloutis, rejeter l'hypothèse de consolidations calcaires plus anciennes. Mais dans les dépressions fermées et sur les glacis de raccordement, la "fourchette" chronologique proposée est acceptable. Il est généralement difficile d'être plus précis. On rappellera, cependant, que de nombreuses consolidations et de nombreux encroûtements de cette puissance ont été reconnus, en Bas-Languedoc, de formations rissiennes.

Reste à poser le problème de la genèse des formes où s'est déployé ce manteau de limons loessiques.

---- Le problème de la genèse des dépressions fermées:

Si le caractère semi-palustre de ces "creux", curieusement installés au sommet d'une accumulation de cailloutis et de sables continentaux ou marins, se justifie par l'abondance des argiles colluviées et par la présence du "taparas", l'on a généralement interprété la forme elle-même comme une conséquence superficielle indirecte d'avatars survenus dans le substrat.

Une opinion différente vient d'être soutenue par P.AMBERT (C.R.Acad.Sc.Paris, Ser.D.26 août 1974, pp.727-729). Cet auteur rapproche nos dépressions des formes nivéo-éoliennes de déflation et même de corrasion, parmi tout un ensemble d'entités homologues répandues largement dans tout le Sud-Est français. Ce modelé serait proche parent- quoique distinct - des cuvettes hydro-éoliennes connues au Maghreb ou dans les milieux arides froids et auxquelles H.ENJALBERT se réfère en terre aquitaine (A.G.,1952,pp.16-33 et 1960, pp.120-122). P.AMBERT cite des exemples particulièrement convaincants dans l'environnement de l'étang de Berre, où la forme en couloir, adaptée à une lithologie semi-résistante, le profil longitudinal "en coup de gouge", les preuves d'éolisation des galets et des sables, ne manquent pas. Il n'est pas jusqu'à l'orientation des creux, en manière de corridor, qui ne soit conforme à la direction du Mistral. Selon P.AMBERT, le dessin elliptique des cuvettes, beaucoup plus répandu que la disposition en couloir, ne serait qu'une variante, adaptée à un milieu de roches tendres. En outre, développés en contrebas de la Crau de Miramas (rissienne ou datant du Würmien ancien, selon les opinions), exempts toutefois de dépôts fluviatiles, les exemples considérés ne peuvent se rapporter qu'à l'ambiance climatique du Quaternaire récent.

Nous voudrions souligner, ici, tout l'intérêt que présentent, pour la Costière nîmoise, les conceptions défendues par P.AMBERT, mais aussi leur limites.

(a)--- Des cuvettes de Costières étant développées aux

dépens de la ~~Grande terrasse~~ mindélienne de Bellegarde (Campuget), on peut s'assurer que leur élaboration est plus récente que celles de certaines (Pons) étant inscrites dans les formations d'un glissement. Par conséquent, leur attribution au Quaternaire élevé fait soupçonner que les processus en cause sont encore plus tardifs.

Il est donc ~~difficile~~ d'un point de vue chronologique.

(b) - Par ailleurs, la liaison avec la dynamique ~~de la région~~ ne ~~peut être prise en considération~~ dans l'espace rhodanien. Sans doute l'orientation, pour autant qu'on en découvre une, alignant le grand axe du Nord - Nord-Est au Sud - Sud-Ouest, n'est-elle pas aussi convaincante que dans la région d'Istres. Mais les cailloux et sables éolisés existent au voisinage et l'accumulation de "loess" -- très fin -- au fond de ces cuvettes n'introduit aucune contradiction. Il suffit de se référer à la notion de "vent efficace": les courants suffisamment forts et turbulents exportant les phases limoneuses et les sables relativement grossiers, tandis que les vents plus faibles et les plus "linéaires", dans leur parcours, laisseraient retomber les poussières les plus ténues (les seules qu'ils aient pu prendre en charge), de sorte que ces dernières se retrouveraient en majorité dans les dépressions, mêlées aux apports argileux du colluvionnement. Reste à justifier le dessin d'allure elliptique. Si l'on peut comprendre que la compression et la déflation découpent des "couloirs" dans les formations meubles, du type classique des "yardangs" ou de celui, plus original, du paysage des "kaluts" iraniens, il peut paraître plus difficile d'admettre qu'un couloir évolue en cuvette, du seul fait d'aptitudes lithologi-

ques différentes. Pourtant, l'expérience de terrain confirme ce que la logique ne suggérait pas immédiatement. Dans une étude récente sur le Lut iranien, J. DRESCH (Bull. A.G.F., 1968, pp. 143-153, notamment pl. 2^a) a donné une extraordinaire vue aérienne oblique qui ne laisse aucun doute sur les rapports entre une telle géométrie et la dynamique tourbillonnaire d'origine éolienne. La convergence entre le modelé aride et le modelé périglaciaire est donc à noter.

(c) --- Mais il faut bien se poser la question : pourquoi telle cuvette, en tel lieu et non ailleurs ? Parcourant la topographie peu différenciée de la Costière, le Mistral n'y rencontre aucun obstacle permettant de justifier la récurrence fréquente de phénomènes turbulents ici plutôt que là. Nous avons la conviction que ce n'est pas dans les obstacles offerts par l'environnement, mais à l'endroit même que les circonstances déterminantes doivent être définies. Des deux hypothèses les plus plausibles, il faut pourtant avouer qu'aucune n'est démontrable. L'une postulerait une lacune locale dans le cailloutis, livrant du matériel fin à l'exportation; l'autre se réfère à l'existence d'un creux préalable qui aurait accentué la turbulence in situ.

Notre préférence va à cette dernière qui nous ramène, passant du plan du modelé à celui de la cause initiale, aux hypothèses anciennes concernant le substrat: tectonique gypso-salifère de l'Oligocène, effondrements karstiques de la molasse, tassements post-sédimentaires des marnes plaisanciennes et des sables astiens. De la réalité de ces phénomènes profonds, installée au contact des

vieilles terrasses rhodaniennes et du horst hauterivien de Beaucaire, allongée dans le même sens que les failles principales qui affectent celui-ci, la dépression de Jonquières-St-Vincent, mi-cuvette, mi-poljé tectonique (la Palud) paraît, malgré sa singularité, apporter une confirmation partielle.

Du côté Sud-Ouest où les cailloutis la bordent, elle montre une assez longue pente colluvies.

---- Les glacis bordiers de la Costière septentrionale:

L'étalement des formes est plus net du côté de la plaine du Rhône que de la Vistrenque, surtout à l'amont de cette dernière.

(a)- Au Sud-Est de Beaucaire, à l'Est du hameau de Pauvre Ménage, J.BARRIERE (1965, D.E.S., Sc., Montpellier, 88p.) a pu mettre en évidence, sur les marnes grises du Plaisancien affleurant en contrebas de la terrasse mindélienne de Bellegarde, masquant plus ou moins des éléments de la terrasse rissienne et dominant les cailloutis würmiens des Paravaudes, les composantes de la couverture d'un versant-glacis complexe. Celles-ci se distribuent de la façon suivante: 1)- des cailloutis remaniés, portant un sol rouge, qui ont été attribués au Riss; 2)- des marnes sableuses remaniées aussi, mais plus tardivement, sans doute au Würm; 3)- des colluvions loessoïdes post-würmiennes à industries néolithiques dont la faune "xerothermique un peu montagnarde", comme la qualifie assez curieusement la Notice de la f.géologique de Nîmes au 1/50 000ème (p.20), paraît mieux adaptée à la sécheresse qu'à la chaleur; 4)- enfin des colluvions postérieures à l'âge du bronze, de granulomé-

trie plus variée: galets, sables, limons.

Plus au Sud, vers Bellegarde, le talus étale galets et matrice rouge remaniés (Mas St-Jean et Mas Durat). Cette dernière ne contient que 10% de calcaire. Il n'est pas aisé de dire dans quelle mesure ce fait résulte de l'état du matériau avant la remise en mouvement ou d'une altération qui lui est postérieure. Il n'est, du reste, pas exclu qu'une formation pédochrome subisse une évolution pédologique accélérée après transport, comme le montre l'exemple du glacis de la bordure occidentale de la Costière.

(b)-Au-dessus de la vallée du Vistre, la partie aval de la terrasse de Sernhac-Meynes-Frends-te-Garde est tronquée par un glacis post-mindélien, comme on l'a vu pour la région de Vauvert-Aubord, et reprenant, dans sa couverture, des gélifracts calcaires issus de la Garrigue Nîmoise, spécialement dans les environs de Bouillargues. Rappelons que le caractère polygénique de cette forme a été démontré aux abords St-Véran (f. de Lunel, 1/25 000ème, n^{os} 3-4). L'on peut, toutefois, constater que les petits valats ont étalé de minces nappes sablo-limoneuses à sa surface, que F. BAILLE (v. ci-dessus) a pu dater du "Urmien par une industrie moustéroïde, ce qui rejette l'essentiel de son élaboration dans la phase rissienne.

La couverture de cette forme comporte donc des éléments, transportés au Quaternaire moyen élevé et récent, mais empruntés aux vieilles constructions alluviales de la Costière. Il en résulte que, là encore, les matériaux mis en place étaient déjà privés de leurs éléments les plus altérables. "Par suite-- note H. ARNAL

(1974,p.43)-- les sols qu'elle porte ont évolué très vite en sols (fersiallitiques) lessivés à pseudogley", sauf intervention paralysante d'abondants loess riches en calcaire, évidemment.

Ces sols récents, mais très évolués, montrent un horizon A2 caillouteux et lessivé à l'amont des glacis, le "gress caveran", au nom significatif, qui s'oppose au "Gapan", "sang de boeuf" dont la matrice, riche de près de 50% d'argile et de 45% de sables, emballant des cailloutis maquillés en rouge par les oxydes ferriques, dénonce l'horizon Bt des paléosols bien développés (analyse de BORDAS, citée par P.MARCELIN, 1947). Tels sont les caractères des glacis qui pendent vers la Vistrenque.

C- La Vistrenque:

A son propos, nous aborderons trois rubriques: 1) le problème de la nature de cette dépression; 2)-l'étude du glacis de pied-mont Ouest, appuyé sur la Garrigue Nîmoise et le dôme de la Vaunage, symétrique des glacis orientaux examinés au paragraphe précédent; 3)- l'examen du plancher alluvial actuel et subactuel.

1- Définition de la Vistrenque:

Depuis les travaux de G.DENIZOT (1936-1946, pp.131-151), l'on désigne usuellement le "fossé" du Vistre entre l'accident de Nîmes et la "faille" de Vauvert. L'expression est commode et elle n'est pas fausse, à condition, toutefois, que ne soit pas perdu de vue le fait qu'il s'agit d'un paléo-fossé, responsable de la structure profonde bien davantage qu'il ne l'est des aspects morphologiques superficiels. Si les sondages paraissent dénoncer l'existence

d'une faille de Vauvert dont on a vu que le rejet quaternaire, plus probable qu'assuré, ne saurait excéder une dizaine de mètres, s'ils confirment la réalité d'un accident de Nîmes -- phénomène majeur -- actif à l'Oligocène et au Pontc-Pliocène, on n'a point de preuve d'un rejeu de ce dernier au-delà de l'Astien. Nous ne croyons pas invraisemblable un mouvement de bascule de l'avant-pays, en direction de la Méditerranée, au Villafranchien ancien. Mais, tel que nous l'avons défini à propos de la plaine de Mauguio voisine, il s'agit d'un mouvement d'ensemble, à rayon de courbure assez vaste et qui ne ressemble en rien à la prétendue "flexure post-villafranchienne de St-Aunès" qui n'est autre qu'un talus de terrasse séparant deux niveaux d'accumulation d'âge différent.

En réalité, E. ROBERT-BAZILE (1974, Mém. Maîtr. Montpel. Géogr. 54p.), vient d'en faire l'élégante démonstration, s'appuyant sur les travaux de F. BAZILE (1974) et d'H. ARNAL (1974) ; la plupart des termes du Pléistocène ancien et moyen inférieur qui sont apparus dans l'étude des deux Costières, la méridionale et la septentrionale, sont repérables en bordure de la Garrigue Nîmoise et de la remontée de l'anticlinorium de la Vaunage, et cela à des altitudes qui excluent toute néotectonique notable à partir des témoins du rivage sicilien. Comme nous avons déjà fait allusion à cette stratigraphie au chapitre VIII, en examinant le problème de la limite Sud-orientale de la Vaunage, nous nous bornerons, présentement, à un bref rappel, en soulignant les équivalences avec les termes décrits dans "les deux Costières".

(1)-Le rivage astien est connu par ses effets d'abrasion et ses perforations de lithodomes. sur les calcaires mésozoïques de la Z.U.P. de Nîmes et les sables marins sont, du reste, visibles "dans la tranchée du chemin de fer en bordure de la route de Nîmes à St-Césaire"(op.cit.p.17).

(11)-Nous n'avons pas connaissance des couches lagunaires à Potamides Basteroti aux environs de la capitale gardoise. Mais J.BARRIERE (Bull.A.F.E.Q.,1971,pp.142-144) a identifié le niveau lacustre d'eau douce à montmorillonite verdâtre (fondations de Super-Nîmes) et le faciès de calcaire friable(stade municipal) qui lui succèdent immédiatement dans la série stratigraphique de la Costière méridionale, équivalents des marnes de Celleneuve. C'est donc, comme l'a souligné F.BAZILE (1974,p.71), un "paysage plat et monotone" d'étendues aquatiques qui occupe alors l. quasi-totalité de la Vistrenque.

-La brèche de la Z.U.P. de Nîmes, à éléments locaux, les sables rubéfiés et reganiés du stade municipal, les brèches à passées sableuses de la route de St-Césaire sont les homologues des cailloutis "cévenols" et des sables à lits entrecroisés "rhodaniens" de la série de Générac et de Surville, soit des formations d'âge Donay. En relation avec les mouvements du "Villafranchien" ancien dont nous nous sommes efforcé d'établir la réalité, le style et la localisation dans l'hinterland, mais aussi dans le cadre favorable d'une crise climatique accentuant les caractères méditerranéens, ils imposent la notion d'une phase de remblaiement dans l'avant-pays.

-- Le cailloutis basal de la coupe de l'autoroute, "derrière" Mus, à 56,4% calcaire et que surmontent les galets rhodaniens siliceux, peut correspondre à la formation dite "terminale" des Puechs de la Costière méridionale, représentant un Donau relativement élevé. A Mus, malgré la présence de quelques "calcaires à dessins elliptiques", ce sédiment fluviatile n'est pas typiquement durancien. Nous suivons volontiers M. ROBERT-BAZILE (op.cit.pp.21-23) qui propose d'y voir, comme à Vérargues, l'influence d'un paléo-Vidourle.

Au sommet de ce cailloutis, vers 45-50 mètres, on relève "un très fort aplatissement des galets, ainsi qu'une stratification horizontale où alternent des lits de sables" et des lits de cailloux. (ibid.p.23). Considérations stratigraphiques et similitudes d'altitude à peu près parfaites incitent à voir là les traces discrètes du rivage sicilien, équivalent de celui de St-Gilles. Si cette assimilation est bien valable, elle fixe un terme postérieur à l'activité néotectonique susceptible d'être appréciée, au moment où vont débiter les dépôts de Günz.

(III)-Les cailloutis stratigraphiquement les plus élevés de la bordure des Garrigues et de la Vistrénque sont très majoritairement siliceux et d'origine rhodanienne.

Les plus élevés, de 60 à 70 mètres d'altitude, sis à Mus, Aigues-Vives, Grand-Gallargues, sont affectés d'un sol ferrallitique sans réserve calcaire, colmaté, à pseudogley, qui incite à les rattacher aux niveaux de la Costière datés du Günz.

La position du lambeau de Pétillant (f.de Lunel, 1/25 000 ème, n^{os} 3-4) qui n'atteint que 43 mètres et son sol un peu moins évolué (fersiallitique sans réserve calcique, très lessivé mais non colmaté) suggère une assimilation au Mindel ancien de la terrasse du Mas de Rozier- Bois de Signan en Costière. L'étagement, ainsi constaté, ne signale donc pas une flexure à court rayon de courbure, mais bien, comme en témoignent les différences d'évolution des paléosols, un début de dissection rythmée, en relation avec un ancien cours du Rhône, en opposition avec la phase de remblaiement notée au paragraphe précédent (E.ROBERT-BAZILE, 1974, pp.25-27).

Or, le fleuve s'est détourné vers l'Est, au cours du Mindel, après le dépôt des cailloutis des Bouillens, comme on l'a vu à propos de la Costière de Vauvert. Dans ces conditions, installée sur l'emplacement d'un fossé, ratiqement de ctif depuis le dépôt de l'Astien, la Vistrenque se définit essentiellement comme une paléo-vallée du Rhône (Günz et Mindel), abandonné par ce dernier et dont le Vistre n'est qu'un occupant tardif.

Ce tard venu s'est établi à la jonction des versants-glacis, aménageant la dénivellation (créée bien davantage par le Rhône que par le Vistre, à la force d'érosion verticale réduite), entre la Garrigue Nîmoise et la Vaunage, d'une part, la Costière, d'autre part. Le versant de la Costière étant déjà connu (glacis de Vauvert à Aubord) c'est le piedmont complexe de la Garrigue Nîmoise qui retiendra l'attention.

2---Le piedmont complexe de la Garrigue Nîmoise:

Il se recommande par son ampleur. Long de 35 kilomètres, des environs de Lédénon à ceux de Lunel, il atteint, en général une largeur de 1 à 2 kilomètres avec une couverture détritique dont la puissance peut égaler 20 mètres et une inclinaison de 3°. Au droit de la cluse du Rhône et sur les deux rives de cette rivière, sa largeur s'avère exceptionnelle: 7 kilomètres, évidemment en rapport avec l'exportation des matériaux arrachés au sein des combes de la Vaunage, dans une ambiance morphoclimatique beaucoup plus efficace que l'actuelle. La présence de gélifracts de calcaires aux environs de Bouillargues, sur le piedmont de la Costière orienté vers l'Ouest, prouve que la tendance à un très large étalement des cailloutis issus de la Garrigue, s'est manifestée, au Quaternaire moyen, avant même que les conditions de mise en place de l'étalement observable aujourd'hui soient réalisées.

La couverture du piedmont de la Garrigue Nîmoise comporte des cailloutis anguleux, à fort indice d'aplatissement (2,3) dont la longueur excède rarement 5 centimètres. Cependant l'on y peut trouver quelques gros blocs décimétriques, souvent dans la partie haute des coupes. Des variations sont à noter, tant vers l'aval où on peut relever un léger accroissement de l'ébroussé qui demeure, néanmoins, imparfait, (le Caillar), que parallèlement à la bordure des Garrigues, dans le sens Nord-Est, Sud-Ouest; en effet, au-delà de Codognan, en direction du Sud, les matériaux issus de la bordure mésozoïque (principalement de l'Hauterivien marne-calcaire) sont imbriqués avec les apports colluviaux reprenant des éléments des vieilles terrasses rhodaniennes (environs du Mas du Pupil et de Fonthieu-f. de Lunel,

1/25 000ème, n^{os} 3-4).

Aux cailloutis se mêlent des limons sableux, en proportions diverses. De la sorte, nombreux sont les passages verticaux et latéraux des palets (souvent consolidés en "sistre") aux lits de texture fine, et même loessoides. Il en va de même dans les racines de ce glacis complexe, ancrées au creux des "cadereaux" (carrières pour l'autoroute entre Bernis et Uchaud).

Les origines de la matrice limono-sableuse sont probablement multiples. E. ROBERT-BAZILE (1974, p. 30) évoque, avec raison, le démantèlement des sables astiens, la destruction de la molasse miocène et le saupoudrage éolien.

Quant à la consolidation du "sistre", favorisée par les eaux de "percolation oblique" et, à la partie aval, par le battement de la nappe phréatique, elle s'alimente aux deux sources sous-régionales du carbonate de calcium: le saupoudrage loessique et l'apport de nature karstique de la Garrigue dont témoignent les tufs de Courbessac et de St-Césaire-- d'ailleurs appartenant à une phase chronologique différente. L'inégale cimentation du "sistre" n'est pas forcément contemporaine de la mise en place des matériaux du piedmont.

Celle-ci semble avoir obéi à des processus variés: colluvionement de versant, où le petit ruissellement sauvage a dû jouer un rôle plus grand que la solifluction partout où la proportion d'argiles héritées restait faible; étalement de la charge alluviale au débouché des "cadereaux" et, mieux encore, du Rhône.

La multiplicité de ces petites actions invite à poser le problème chronologique. MAILLAT-BAILLE (1974, p.31-37) a signalé deux points d'observation intéressants.

- L'un est proche du Mas d'Arnaud (Vergèze) où le cailloutis du piedmont des Garrigues vient fossiliser la dernière et plus basse des terrasses mindéliennes intéressant la Vistrenque, dûment datée par l'archéologie (pebble-tool en quartzite). La formation de piedmont porte ici un sol fersiallitique (qui s'étend en outre aux colluvions remaniées de la terrasse rhodanienne des Bouillens)-paléosol lessivé, mais à réserve calcaire et de couleur roussâtre. Son évolution permet une attribution rissienne.

- L'autre, aux environs du Mas de Mayan (Sud de Nîmes), au long du fossé d'écoulement des eaux de la M.U.P., montre un cailloutis fossilisé par un limon de débordement du Vistre d'âge post-glaciaire bien établi, grâce à une industrie épipaléolithique de faciès Montadien (pré-boréal). De la sorte, le cailloutis en cause ne peut qu'être würmien.

En bien d'autres lieux, la juxtaposition de sols décarbonatés, à teinte rousse signalant un début de rubéfaction, sur calcaires à arêtes émoussées et semi-altérés et de sols bruns très calcaires suggère que le piedmont de la Garrigue Nîmoise, comme celui de la Montagne de la Gardiole, regroupe, dans une forme globale d'allure simple, un ensemble, de construction complexe et finalement polypénique. Certes, l'on pourra objecter que les irrégularités réalisées dans le saupoudrage de loess, en réapprovisionnant inéga-

lement les sols en calcaire -- véritable frein appliqué à la pédogenèse -- peuvent singulièrement moduler le rythme de l'évolution de ceux-ci. Argument recevable, mais de portée insuffisante, puisque le profil transversal des "cadereaux" qui ont vomé une partie du matériau de ces glacis et qui, actuellement, tendent à les disséquer, montre deux niveaux de glacis-terrasses élémentaires porteurs, respectivement, des deux types de sols considérés.

Amorcé à la fin du Mindel, sa construction se poursuivant au Riss, le glacis de piedmont de la Garrigue Nîmoise est achevé au Würm. Le montre son recouvrement par des formations post-glaciaires.

3---- Les formations post-würmiennes de la Vistrenque:

(1)- Les plus curieuses sont représentées par les tufs de St-Césaire, Pissevin et Charpetiers (f. de Nîmes): superposés aux cailloutis du piedmont, ils sont généralement compacts (proches des travertins), de texture cristalline et, parfois, de faciès rubané. Outre des fragments ligneux, leurs passées les plus vacuolaires ont montré le Tilleul, le Frêne, des Mousses et des Lichens -- trop courte liste des genres pour une attribution précise.

(11)-Les formations les plus étendues sont les limons du Vistre. Il est inutile de les décrire: par leur charge en calcaire et en matière organique, ils rappellent de très près les terres palustres des dépressions fermées de Costière. On a vu qu'ils ont livré une industrie épipaléolithique au Mas de Mayan. A Languissel (Nîmes) ils contiennent des pièces de l'âge du Fer. En outre, jus-

qu'à une date récente, ils ont été nourris par les débordements peu turbulents du Vistre.

Au total, au travers d'une série d'oscillations climatiques, après une phase de remblaiement consécutive à la dernière crise diastrophique notable, le creusement des vallées s'établit par étapes, les signes d'appartenance au milieu péri-glaciaires s'affirmant surtout dans les dernières.

Ce schéma invite à la comparaison avec le Biterrois, autre pays de galets.

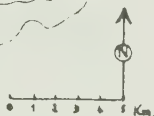
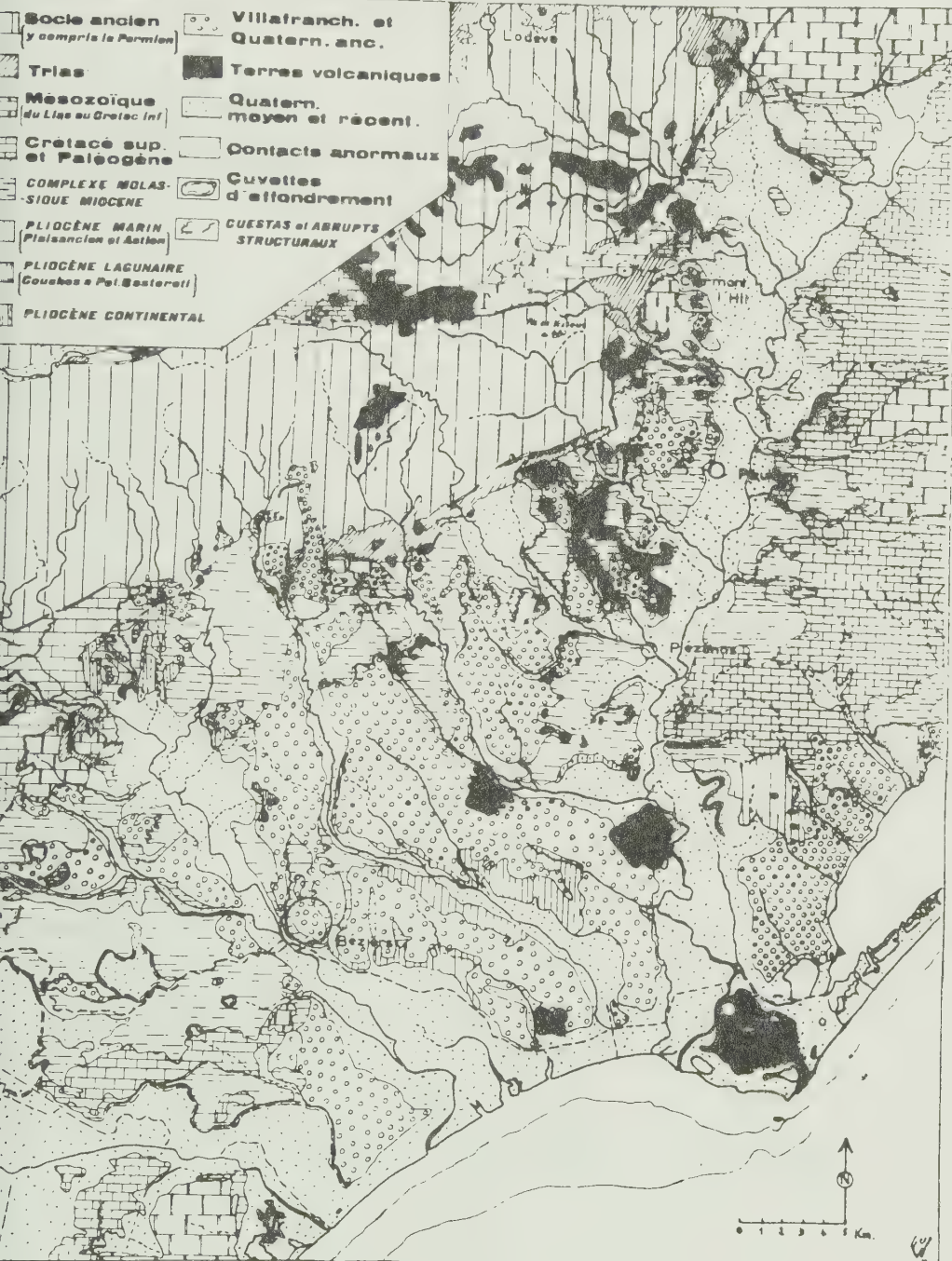
VII - Le Biterrois

Observé de la Tombe d'Izarne, à 2,5 kilomètres au Nord-Nord-Est de Neffiès (f. de Pézenas), il révèle la vaste perspective de ses lignes fuyantes, en direction du Sud. Lors d'une belle journée d'automne, après vendanges, les centaines de fumées occasionnées par la destruction des sarments, en s'élevant dans l'air calme, soulignent l'ampleur de cette mer de vignes: 28 kilomètres de l'Ouest à l'Est, de la colline d'Ensérune à l'Hérault; 30 kilomètres du Nord au Midi, de la Montagne Noire orientale au Golfe du Lion, au bord du littoral duquel s'élèvent faiblement au-dessus de lui, les hauteurs surbaissées du volcan d'Agde (Mont St-Loup, 111 mètres) et de la Montagne de la Clape (Pech Redon 214 mètres).

Dans son ensemble, le Biterrois dessine une sorte de plan incliné (étant mises à part les constructions volcaniques des environs de Fontès, 239 et 207 mètres) qui débute, en amont, vers 150 à 120 mètres, pour s'achever à 2 ou 3 mètres d'altitude et à faible distance

BITERROIS ET PL. DE L'HERAULT

-  Socle ancien
(y compris le Permien)
-  Trias
-  Mésozoïque
(du Lias au Crétac. inf.)
-  Crétacé sup.
et Paléogène
-  COMPLEXE MOLAS-
SIQUE MIOCÈNE
-  PLIOCÈNE MARIN
(Piaissances et Argiles)
-  PLIOCÈNE LAGUNAIRE
(Goudres et Pol. Sasterelli)
-  PLIOCÈNE CONTINENTAL
-  Villavieja et
Quatern. anc.
-  Terres volcaniques
-  Quatern.
moyen et récent.
-  Contacts anormaux
-  Cuvettes
d'affaissement
-  CUESTAS et ABRUPTS
STRUCTURAUX



de la côte (Valras-Plage). La pente n'en est, d'ailleurs, pas parfaitement régulière: on trouve des altitudes de 100 mètres jusqu'à une ligne brisée joignant Pézenas, Tourbes, Espondeilhan, Bassan et Nissan-lès-Ensérune. Au-delà, la descente vers la mer se fait plus rapidement.

C'est, en première analyse, le piedmont d'une basse montagne. La partie orientale des Monts de Faugères et les monts de Cabrières qui se trouvent concernés, culminent localement aux 480 mètres du Pic de Vissou. Mais, autour de ce sommet pyramidal, dissymétrique et aigu, s'étendent des plateaux dont l'altitude moyenne excède peu 300 mètres et, plus rarement 400, chiffres qui ne sont pas supérieurs à ceux rencontrés dans les hautes Garrigues de l'Hérault. Néanmoins, le vocable de "montagne" se justifie assez bien, tant du fait de la complexité de la structure, que par la relative impression de fraîcheur que donne le couvert végétal. Bien que la Garrigue paraisse sur les "Causses" dévonien du Falgairas et du Bois de Laurens et de Fouissan, la vigueur du maquis silicicole, le peuplement volontaire de chataignier, le parcellaire microfundiaire réservé à la vigne qui se glisse au long des vallées, sur de petits "bancels" de bas de versant, confèrent au paysage une physionomie semi-montagnarde. La géologie révèle une épaisse série antétriasique. Les monts de Cabrières et de Faugères, comme, du reste, les monts de Pardailhan, situés un peu plus à l'Ouest, appartiennent aux enveloppes sédimentaires d'âge paléozoïque, caractérisées par une tectonique plissée, hercynienne et anté-hercynienne, très serrée, dotée d'accidents chevauchants, dans la dépendance d'un édifice plus vaste dont la "zone axiale"

cristalline s'étend de la Montagne Noire occidentale à l'Espinouze, selon une direction Ouest-Sud-Ouest, Est - Nord-Est, recoupée en oblique par les fossés d'effondrement plus récents du Jaur-Thoré et de Bédarieux.

Le Biterrois entre en contact net avec cet ensemble par rapport auquel il se tient, en général, légèrement en contrebas. Il a recueilli les débris arrachés, non seulement à la basse Montagne Noire orientale, mais encore au Somail, au Caroux, à l'Espinouze. Dans le bas-pays, ils ont constitué un piedmont construit qui s'achève sur des limons rougeâtres et des graviers puis des galets siliceux, à pâtime blonde dont des lambeaux importants sont conservés dans la partie centrale et le Sud de l'aire sous-régionale.

En effet, ce piedmont n'est pas intact. Il arrive que la dispersion des dépôts détritiques révèle un substrat néogène, dépôt des transgressions marines. Celle de la mer pliocène, si elle a réalisé une pénétration profonde demeure très localisée; celle de la mer miocène, au contraire, a submergé tout le bas pays. S'il existe un Biterrois des limons et des graviers, s'y juxtapose un Biterrois de la molasse, bien développé au Nord, au contact des Avants-Monts, au Sud-Ouest, sur les limites du bassin tertiaire de Narbonne, et, moins étendu, à l'Est, dans le secteur de Pézenas. Ses aspects sont nuancés, en raison de la variété et de l'inégale résistance des faciès miocènes. En outre, il localise les cuvettes fermées de Montady, Capestang, l'Etang de la Voûte et Vendres.

Par ailleurs, en sus des constructions du volcanisme basique qui n'intéressent le Biterrois qu'à l'Est de la Thongue et en bordure

de la vallée inférieure de l'Hérault, on a la surprise de rencontrer, émergeant par exhumation du voile molassique, de minuscules lambeaux de terrains jurassiques, ressuscitant des paysages de micro-Garrigues. Le moins exigu et l'un des plus isolés est le petit massif de la Galiberte, au Nord de Vendres, dont le calcaire mésozoïque passé, à l'Ouest, sous l'Aquitanién du bassin de Narbonne, mais directement transgressé, à l'Est, par l'Helvétien. Un autre affleurement liasique et triasique apparaît à Meyran (3 kilomètres à l'Est de Puisserguier). Mais ce sont les pointements de calcaires du Lias inférieur sur semelle marneuse de Trias, qui, du Nord-Ouest de Magalas à Fouzilhon, Gabian et jusqu'aux abords de Roujan, dessinent le chapelet d'entités de cette sorte, le plus remarquable, au contact du Biterrois et de la Montagne Noire. Ces affleurements inattendus, porteurs de signes de dislocations tectoniques intenses, viennent opportunément rappeler que le "piedmont biterrois" construction détritique dont les éléments proviennent de la Montagne Noire et du Massif Central, s'est installé sur un avant-pays pyrénéo-provençal édifié à partir de contraintes d'origine méridionale, avec interposition des voiles transgressifs miocène et éventuellement pliocène.

Le réseau hydrographique établi sur ce piedmont (Orb, grossi du Lirou, du Rieutort, St-Ouyres, et du Taurou; Libron; Thongue augmentée de la Lène, Peyne, Boyne, ~~ces~~ dernières affluents de l'Hérault), disposé en drains subparallèles, mal hiérarchisés, à voir les choses globalement, est orienté d'abord au Sud (légèrement infléchi à l'Orient) puis vers l'Est, dans sa partie aval. L'Orb et l'Hérault profitent des principales confluences alors que l'attrait de l'Aude ne

compte guère. Tels quels, ces thalwegs sont à l'origine d'une dissection rythmée, d'étape en étape, dont témoignent leurs vallées ornées de replats de hauts versants et de terrasses bien conservées dans leur partie basse. De là résultent déblaiement et dissection, mais inégalement poussés, selon les lieux, qui font la variété de paysages biterrois beaucoup plus cloisonné que ne le laisserait prévoir la faiblesse générale des altitudes.

Aussi décrirons-nous, d'abord, les "micro-régions" du Biterrois, pour reprendre une expression de J.M.CARRIER (D.E.S., Géog. Montpellier, 1966, pp.48-114).

Au-delà de ce morcellement très apparent, il est cependant possible d'appréhender les problèmes d'ensemble sous-régionaux, touchant (E.COULET, 1969, pp.237-253).

- le substrat mésozoïque
- le double voile transgressif néogène
- le piedmont villafranchien
- le volcanisme et la dissection quaternaire.

La démarche suivie permettra de mettre en évidence, en dépit des différences de milieu, les similitudes de l'évolution paléogéographique du Biterrois, de la Costière et du pays de Montpellier et de Frontignan, dans le schéma établi par J.BARRIERE et alt. (1965, pp.981-997; 1966, pp.68-69; 1969, pp.93-100 et 1972, pp.268-270).

A- Les "micro-régions" du Biterrois:

1- Le "bloc" du Biterrois central:

De la vallée de l'Orb, à l'Ouest, à celle de la Peyne, à l'Est, des environs de Puimisson, Coulobres, Abeilhan et Alignan, au Nord, à la latitude de Béziers, au Sud, c'est la partie la plus compacte du Biterrois. Sis entre 90 et 120 mètres, des plateaux couverts de limons et graviers, parfois de galets, sur des épaisseurs variables, s'étendent largement au Nord de Béziers, autour de Bassan et d'Alignan-du-Vent. Des signes d'actions pédologiques très anciennes apparaissent, avec la profondeur de l'altération. En outre, des cailloutis sont cimentés à l'Est de Corneilhan, sur des sables grésifiés. Mais, au sommet des croupes basses, un lessivage superficiel, sans doute tardif puisque réalisé aux dépens d'horizon B, tend à réduire la partie élevée des profils à l'état de squelette siliceux infertile. De la sorte, dans ce Biterrois si densément cultivé et peuplé, des bosquets ont été conservés en position sommitale, comme ceux du Sud - Sud-Ouest de Bassan. De larges portions du paysage donnent à penser que le piedmont d'accumulation ne se trouve que faiblement regradé sur les dos de terrain.

Il n'a, par ailleurs, subi qu'une infime dégradation entre les vallées des principales rivières. Sans doute doit-on remarquer l'emboîtement des tufs peu explosifs de St-Adrien ou des cailloutis du Riège à Elephas méridionalis et Equus; sans doute aussi, existe-t-il sur ces interfluves de petits ruisseaux non pérennes comme le Rouyre ou le ruisseau de Perpignan du plateau de Bassan qui dessinent de modestes vallées aux flancs très doux, tout au moins dans leur partie moyenne et supérieure, mais ces légères retouches ne sont à l'origine que d'une faible diversification topographique à

laquelle ont contribué des actions colluviales très répandues. Même des drains relativement importants comme le Libron, la Lène et la Thongue qui réussissent une véritable incision, ont des vallées peu affouillées, assez larges. Leurs hauts versants montrent des replats dans les limons et graviers ou les cailloutis: lambeaux de terrasses anciennes retouchés ou raccordés par des glacis de quelques centaines de mètres. A l'inverse, les véritables terrasses, bien formées et conservées y sont rares et récentes: terrasse de 10 mètres pour le Libron, basse terrasse de 10/12 mètres et très basse terrasse de 2/3 mètres pour la Thongue. On a, depuis longtemps, remarqué (COU-LOUMA, 1943) que le cours du Libron demeure, en quelque sorte, perché de 50 à 30 mètres au-dessus de celui de l'Orb, tandis que celui de la Thongue se tient une vingtaine de mètres plus haut que celui de la Peyne, à même latitude s'entend.

La vigueur de l'inscription de ces deux derniers organismes hydrographiques justifie l'impression de relatif isolement que donne l'observation du "bloc" du Biterrois central. Sous les formations du piedmont, la dissection révèle le substrat: molasse miocène au Nord et à l'Ouest, formations assurant la transition du Pliocène au Quaternaire dans le Sud. Le talus qui en résulte a quelquefois reçu le nom quelque peu pompeux de Corniche du Biterrois. De l'éperon de Béziers à celui de Pailhès (Château de St-Martin-des-Champs - f. de St-Chinian), elle se confond avec le versant gauche de la vallée de l'Orb, accidentée par une sorte d'alvéole d'érosion qui dessine un retrait de l'ordre du kilomètre ("reculée"- sic de Corneilhan). Au Sud, de Béziers à Cers, la molasse disparaît et le relief bordier

se limite à un versant dans les limons sables et graviers (feuille d'Agde). Au Nord, de l'éperon de Pailhès à celui de Loupie, en passant par les abords du Château de Cazillac et de Morgon (f. de Pézénas), la "Corniche" se poursuit dans le Miocène, mais morcelée. En raison des faciès qui occupent cet étage, assez contrastés, et du léger pendage de ces formations vers le Sud, elle prend l'allure d'un front de cuesta, en voie de dégagement après exhumation des cailloutis, plus net aux abords des vallées subméridiennes qui ont ouvert autant de percées cataclinales.

Au Sud-Ouest et à l'Est de ce secteur médian, les limons à graviers se raréfient et le substrat molassique s'impose dans le paysage.

2)-Au Sud et au Sud-Ouest: le secteur des cuvettes en terrain molassique:

Au Sud et au Sud-Ouest de Béziers, dans le territoire des communes de Montady, Capetang, Vendres, entre autres, le masque détritique, encore largement représenté sur la rive droite de l'Orb, se raréfie, particulièrement les sables et graviers, étalés dans le reste du Biterrois et dont, précise J. BARRIERE (1969, p.93), l'extension occidentale, "n'est pas connue". De ce fait les formations miocènes sont en grande partie découvertes. Leurs niveaux résistants, au-dessus des marnes helvétiques, bancs gréseux, calcaire lagunaire à Hélix, molasse à dragées (cette dernière parfois remaniée en gros blocs par l'érosion pliocène, par exemple, à Montady - P. DEMANGEON, 1959, p.212) fournissent l'ossature de reliefs structuraux. Des lam-

beaux de cailloutis supérieurs siliceux derniers vestiges occidentaux du piedmont biterrois, surmontent ainsi des buttes molassiques à corniches conglomératiques ou calcaires, dominant des glacis grése-marneux. La protection offerte par ces galets, nullement illusoire en pays méditerranéen, à l'exemple de ce que nous avons déjà pu voir dans la plaine de l'Hérault, a aidé à la conservation de ces buttes. Certaines, toutefois, découronnées sans doute assez récemment de ces galets, n'en montrent pas moins une relative fierté, ainsi au Nord de Capeatang et d'Ouveilhan.

Ces reliefs forment cloisons entre des cuvettes déjà citées et évoquant les dépressions fermées de Costière. Il s'agit bien de bas-fonds marécageux, sans exutoires naturels, artificiellement et plus ou moins complètement drainés, selon les cas. Mais leur enceinte, dominant l'aire centrale déprimée, est inégalement élevée selon les orientations cardinales. Les collines bordant l'ancien étang de Montady s'ouvrent à l'Est; c'est la cloison Nord fermant l'étang de la Voûte qui est la plus basse; la dépression de Capeatang et l'étang de Vendres sont mal circonscrits au Sud. Sur ce dernier s'articulent des dépressions satellites, de part et d'autre de Lospignan. De la sorte, les entités en cause se sont trouvées mal défendues contre l'envahissement par des eaux étrangères. La mer de la période "tyrrhéniennne" a laissé un rivage près de Montels dans l'Ouest de la cuvette de Capeatang, et un autre au Temple de Vénus dans le fond de l'Etang de Vendres. C'est sur le tracé d'un ancien bras de l'Aude, récemment installée au Nord de la Clape, que s'est moulée la bordure sinueuse, en forme de joug de boeuf de la dépression de l'Ouest de

Lespignan. Ainsi donc, au contraire de ce qui est apparu en Costière, ces formes qui peuvent relever d'une ancienneté un peu plus haute, ne sont pas demeurées, complètement isolées au cours de leur évolution. Il n'en est pas moins certain que l'isolement envisagé a dû se manifester alors que le cours de l'Aude s'orientait vers l'étang de Sigean et pendant les périodes froides, accompagnées de la régression du rivage marin. Ces bas-fonds ont alors servi de niveaux de base locaux. Vers eux s'orientent des glacis: ainsi au Nord et à l'Est de l'étang de Montady; ou, encore, dans l'Ouest de la cuvette de Capestang, vers laquelle s'incline un réseau de ruisseaux würmiens, colmaté à l'aval par des colluvions, et un glacis du Riss récent (Cachefigues), tandis que le glacis du Riss ancien (Pins d'Aureille) pend vers la vallée de l'Aude, ce qui fournit un élément de datation commode quant à la genèse de ce "creux" et explique l'avancée, si loin à l'intérieur des terres, du rivage tyrrhénien précité-- archéologie et paléontologie corroborant ces attributions (J.BARRIERE, C.BOUTEYRE, H.de LUMLEY, P.RUTTEN et J.VIGNERON, 1965, pp.981,997). Mais les glacis würmiens de Montady ne paraissent pas passer sous le marais où n'ont pas été retrouvés ses cailloutis. D'autre part, corrasion et déflation sont lisibles sur la bordure rocheuse Nord de l'Etang de Vendres que nous considérons comme ayant été travaillée en falaise pendant la transgression tyrrhénienne.

Comme en Costière et suivant les idées émises par P.AMBERT, il est donc probable que les processus nivéo-éoliens ne sont pas étrangers au façonnement de telles formes. Mais, de la même façon qu'en Costière, l'existence d'un "creux préalable", imputable aux

tassements post-sédimentaires ou au karst indirect intervenant dans le voile néogène, est indispensable et d'autant plus que la création de la cuvette de Capestang est précisément définie comme un incident survenant entre Riss ancien et Riss récent, ce qui implique un effondrement. Dans le secteur en cause, on a plus précisément invoqué la tectonique salifère au sein de l'Aquitanien sous-jacent de la cuvette oligocène de Narbonne (ibid). C'est, en tous cas, aux affleurements de l'Aquitanien que nous fixerons la frontière "naturelle" entre Biterrois et Narbonnais.

Il est intéressant de comparer les "cuvettes" du Biterrois Sud-occidental avec la dépression de Tourbes-St-Jean en Biterrois oriental, secteur de Pézenas.

3- Le secteur molassique oriental de Pézenas et la dépression de Tourbes-St-Jean.

Les cailloutis du piedmont, au sol épuisé et couvert de bosquets, se tiennent à une centaine de mètres au sommet du versant droit du Riège. D'autres formations détritiques, à des altitudes plus faibles (80 à 50 mètres), couronnent les buttes de molasse qui séparent la dépression de Tourbes-St-Jean des Terrasses de l'Hérault du Sud - Sud-Est de Nézignan (Puech Conas, Mont-Ferrier, Pagésou, relief de Roquessols). Le démantèlement de la couverture limono-graveleuse et des cailloutis plus récents est intervenu après la mise en place des ejecta et des épanchements des volcans de Valros (Mont Radon, la Tour, le Causse) dont les tufs fissuraux, les laves basiques (basanite sodique -R.BROUSSE, 1961,p.115), et les scories strombo-

liennes sont venus les recouvrir et les ont localement protégés. Il s'en suit que le pays de Pézenas est essentiellement sculpté dans la molasse et que les formes de versants structuraux y abondent.

Au voisinage de Tourbes, le Miocène montre des pendages modestes orientés au Nord et à l'Ouest, alors qu'aux abords de Montblanc, ils sont normalement dirigés au Sud. Sans doute peut-on n'accorder qu'avec circonspection, une valeur significative aux pendages de ce sédiment dont les horizons supérieurs cohérents (calcaires à Helix, molasse "à dragées") reposent sur des niveaux marno-gréseux susceptibles de foirer. Toutefois, L.FEUGUEUR (B.R.G.M., 1955) attribue 60 mètres environ au sommet de l'Helvétien de Nézignan, contre 100 pour le même ensemble compréhensif à Tourbes. Il semble donc qu'on se trouve en présence d'une flexure. De ce point de vue, l'on ne remarquera pas sans intérêt que le pays molassique de Pézenas s'aligne, en rive gauche de l'Hérault, sur le dôme de Castelnaud-de-Guers, dont on connaît le prolongement souterrain disloqué, à l'Ouest de ce fleuve. En outre, en latitude, le Sud de cette entité coïncide avec la zone où débute, dans le "bloc" central du Biterrois, l'inclinaison accélérée du pendage des formations de piedmont vers le Midi.

La flexure, ici supposée, aiderait à comprendre l'orientation de l'axe principal de la dépression de Tourbes-St-Jean, presque entièrement drainée au Nord-Est. La disposition en entonnoir de percée conséquente, réalisée au pied de la butte des ruines de St-Jean, le petit col de la cote 47 qui ouvre sur la vallée du ruisseau de même nom, vers le Sud-Est (f. de Pézenas, 1/25 000ème, n^{os} 5-6), prouvent

que ce dernier s'est trouvé amputé d'une partie de son haut bassin. Or le ruisseau d'Ayres, réputé conquérant, n'a pas réussi à annexer à son drainage la totalité de la "plaine de St-Jean". Pourtant, c'est vers le Nord-Est, selon la même inclinaison que celle du cours de l'Ayres que s'organise la topographie des versants dans l'ensemble de la dépression. Celle-ci, en effet, cernée par le coteau et les buttes de molasse, presque toutes coiffées, comme lui, de cailloutis, fermée, au Sud-Ouest, par les constructions volcaniques de Valros, offre une série de replats de 55/50 mètres 40/30 mètres et environ 20 mètres. Elle évoque donc une dissection par étapes, avec alternance d'érosion verticale linéaire et de déblaiements latéraux aréolaires dont il n'est guère aisé de définir plus précisément les phases, étant donnés l'interférence des formes climatiques et de leurs "appuis" structuraux, d'une part, et le masque des colluvions, de l'autre. Mais il semble qu'on puisse affirmer: 1)-qu'à la suite de l'amorce du démantèlement du piedmont, l'écoulement conséquent du ruisseau de St-Jean ait été décapité au profit du ruisseau d'Ayres, adapté à la structure de la molasse exhumée et entaillée; 2) que cette dissection linéaire a été interrompue par une phase de planation aréolaire où a été modelé le glacis de la "plaine de St-Jean, vers 50 mètres d'altitude; 3) qu'ultérieurement à cette étape, le ruisseau d'Ayres, rejeté à l'Est de la dépression par le développement de ce glacis et sous-adapté climatiquement, n'ait pu réussir à reconquérir celui-ci dans la totalité de son extension, pas plus que le ruisseau de St-Jean n'est parvenu par érosion remontante à entailler le col de 47 mètres.

Ainsi pouvons-nous diagnostiquer, pour la plus grande partie de cette dépression, un alvéole d'érosion, par recul des corniches du Miocène élevé et affouillement des horizons faibles sous-jacents, comparable à la prétendue "reculée de Corneilhan. Mais il reste que l'étang de Tourbes, dont l'altitude est inférieure à 15 mètres, cerné de bordures nettes et même vigoureuses à l'Ouest et au Nord, drainé artificiellement et exempt de toutes traces des alluvions des terrasses moyennes de l'Hérault qui, toutes proches et plus élevées, ne semblent pas y avoir jamais pénétré, fait figure de cuvette d'effondrement tardive.

4- Le secteur Sud-oriental du Biterrois: larges vallées et grandes lanières:

Le piedmont biterrois se termine au Sud-Est par de larges lanières. Les deux d'entre-elles qui se situent le plus au Nord s'accroissent au "bloc" biterrois d'où elles se détachent progressivement: l'une depuis le château de Coussergues, s'étendant jusqu'à Vias; l'autre depuis Cers, étirée jusqu'au-delà de Portiragnes. Elles sont encadrées, respectivement par les vallées de l'Hérault et du Libron, puis de l'Orb - vallées qui donnent une impression de largeur d'autant plus grande que, vers l'aval, ces lanières interfluves s'abaissent et que le plancher alluvial subactuel s'étale (sous lequel disparaissent une à une les terrasses), construit depuis la remontée flandrienne du niveau marin tout proche. Une troisième lanière prend place entre les vallées de l'Orb et de l'Aude, la plaine de ce dernier fleuve se dilatant par juxtaposition avec l'aire effondrée de Vendres. Approchant la mer, à l'aval, de moins d'un kilomètre, aux

(1)
environs de Valras-Plage, cette troisième lanière s'appuie, à l'amont sur la molasse qui recouvre partiellement la Garrigue jurassique de la Galiberte laquelle détache à peine, sur l'horizon, son sommet remarquablement aplani vers 50 mètres d'altitude et sépare ce Biterrois du Sud-Est du Biterrois Sud occidental des cuvettes, précédemment décrit.

Par rapport aux basses cotes qui les caractérisent, presque toujours inférieures à 100 mètres, il convient de remarquer le cachet ancien de la couverture du piedmont dans sa partie terminale. Alors que le substrat molassique ne se montre plus, le sousbassement de ces plateaux est composé soit de Pliocène, soit par les couches argilo-sableuses de Pléistocène tout à fait inférieur. La véritable couverture du piedmont est formé par des limons, graviers et cailloutis (la Caumette, 74 mètres) d'un niveau stratigraphique un peu supérieur. Vers Bessan, la matrice argilo-sableuse se montre fortement rubéfiée, des quartz sont parcourus de fissures que soulignent des films d'oxydes ferriques, certains peuvent être facilement brisés, bref l'état d'altération du matériau est avancé.

L'on ne s'étonnera pas que la topographie originelle du piedmont soit rarement intacte. Des rivières, nées sur ce plan incliné (ruisseau de Laval, pour la lanière septentrionale, Ardaillou, pour la lanière centrale- f.d'Agde), le parcourent longitudinalement, dessinant comme de faibles gouttières dont l'orientation au Sud-Est rend sensible l'attraction de l'aire subsidente de l'Agadès. Les versants des grandes vallées sont fréquemment la proie d'un ravinement subactuel à l'égard duquel, luttant ou s'adaptant, l'Homme a (1)- où l'on verra la part prise par du matériel un peu moins vieux.

multiplié les rideaux de culture ou réservé les plus vastes espaces boisés de tout le Biterrois (le Grand-Bois, la Garrigue, f.d'Agde).

Des témoignages plus anciens de cette tendance au démentèlement du piedmont peuvent être mis en évidence: ainsi les terrasses de St-Joseph (26 mètres) et celle qui s'étend de Bessan à Vias (14-16 mètres), le plateau de Vendres. Ils se définissent par rapport aux tufs volcaniques de ce dernier village, chronologiquement proches de déjections d'Agde (âge Günz). De longs glacis de raccordement colluviés les rattachent l'une à l'autre et ménagent la transition entre la plus élevée et l'arête sommitale surbaissée des lanières interfluvies; ainsi, encore, reconnus beaucoup plus récents (âge Riss) les deux niveaux de tufs calcaires indurant les glacis de l'Hôpital de la Savoie-Neuve, inclinés vers l'étang de Vendres.

Malgré ces retouches, le fait de retrouver assez largement étalé le matériau du piedmont, dans ce secteur aval, fait contraste avec l'amont du Biterrois, au contact avec la Montagne Noire orientale.

5. Le pays morcelé du Nord biterrois au contact de la Montagne Noire orientale:

Zone de rupture de charge alors que dominait l'accumulation, le Nord biterrois s'est trouvé en proie à la dissection lorsqu'a prédominé l'érosion linéaire. De la sorte, au travers des oscillations climatiques du Quaternaire, ayant fait alterner les phases d'actions verticales et latérales, le cailloutis du piedmont a été plus souvent déblayé qu'ailleurs et les couches néogènes (Pliocène

localement, Miocène plus largement) se sont trouvés entamées. De plus, l'on aperçoit, plus ou moins bien exhumée, une frange étroite de terrain liasique, fortement tectonisée, reposant, non sans frictions sur une semelle de Trias en partie marneux. De la sorte, deux types de dépressions ont été dégagées par l'érosion différentielle: de courts sillons périphériques au contact immédiat du paléozoïque des Avant-Monts, où, d'ailleurs, existent des "couloirs" de même aspect, en raison des faciès faibles du Permien et du Houiller, si bien que le passage au massif ancien se fait souvent au travers de paysages extrêmement confus et morcelés: des cellules de plaines élargissant les principales vallées et se prolongeant, au Sud, en entonnoirs de percée conséquente entre les éperons de la "Corniche" vindobonienne du Biterrois (deuxième type annoncé).

Toutefois, ces aires déprimées sont d'importance inégale, diversement réparties selon les secteurs et toujours séparées par des "cloisons", elles-mêmes fort dissemblables. Nous distinguerons d'abord la cloison centrale que jalonne, depuis les environs de Roquessels et de Laurens, dans la Montagne Noire, ici nettement aplanie, jusqu'aux abords de Magalas en bordure Nord du "bloc" biterrois, une trainée presque continue des formations limons-graveleuses et caillouteuses constitutives du piedmont. De chaque côté de cet étroit plateau, on remarque les vallées, du Libron, de la Lène, et de la Thongue, plus profondément inscrites qu'on ne l'attendrait après avoir suivi leur cours plus au Sud. C'est à l'Ouest de la première que s'ouvrent les dépressions plus larges d'Autignac et de St-Génies-le-Bas, curieusement drainées vers l'Orb; à l'Est de la seconde se

développe la large dépression de la Peyne, étendue de Neffiès à Roujan. Mais le cloisonnement reprend aux extrémités occidentale et orientale du domaine considéré, avec, d'une part, l'arc de St-Chinian et le compartiment demi-effondré de Causse et Veyran, et, d'autre part, les hautes et étroites mesas, étirées de Fontès à Caux et à Lézignan-la-Cèbe.

Chacune de ces unités mérite d'être caractérisée en quelques mots:

a)-La cloison centrale sur le méridien de Magalas:

---- Le fait essentiel, la concernant, est la remarquable continuité de la couverture du piedmont biterrois qui ne connaît qu'un seul hiatus, aux abords de Magalas.

Elle prend naissance en pleine Montagne Noire, sous la forme d'une langue amont d'épandage, sur une surface d'aplanissement où elle ne s'inscrit pas. Il s'agit d'une basse surface qui se tient, à proximité de l'épandage, vers 220 mètres, affectant le niveau des crêtes du faciès "Culm" vulnérable, d'âge viséen, et la surface rigide du causse dévonien de Laurens. On sait (M.GRAMAIN, 1965, pp.68-71) que ce niveau est surmonté par un autre que ses quartz roulés mais cassés ne permettent guère de dater, bien lisible plus à l'Ouest (Camp de Pouch) et dominé, à son tour, par les hautes topographies d'où les eaux se partagent entre le Biterrois et le fossé de Bédarieux. De la basse surface qui nous intéresse ici, nous avons montré, dans la première partie de ce travail (Chapitre III), qu'elle est déformée s'inclinant vers la percée de l'Orb à l'Ouest,

se relevant, au contraire, à l'Est où elle n'a plus de rapport avec la couverture du piedmont. Son établissement, aux dépens des structures plissées, dans les calcaires durs de Laurens, a dû prendre beaucoup de temps. Sa conservation relative sur les affleurements du "Culm" s'explique par le barrage protecteur que leur offre le Dévonien qui les sépare partiellement de l'avant-pays. Aussi la considérons-nous comme le type de l'aplanissement gauchi et "remployé".

C'est donc sur cette surface d'aplanissement que s'est appuyée, vers 220 mètres, l'une des "racines" du piedmont biterrois dont le matériau d'accumulation se tient encore, aujourd'hui, à 155 mètres et 140 mètres, respectivement, au Nord et au Sud de Magalas. Localement, elle est l'oeuvre d'un courant très chargé, sorte d'oued, sans doute ancêtre du Libron. Celui-ci aura établi son cours par déversement, plus à l'Ouest, dans le secteur de Laurens, puis, avec les progrès de la dissection, recoupé la couverture détritique à l'aval de Magalas. C'est à la vigueur de cette entaille qu'on doit la révélation d'une structure complexe qu'un temps, le piedmont d'accumulation avait masquée. Le Libron, sur son tracé actuel, y a collaboré avec la Thongue et la Lène. Les deux premiers disposent d'un assez important bassin montagnard. La dernière s'alimente au karst dévonien de Laurens. A ne considérer que ce secteur de contact, on prend une assez haute idée de la puissance de ces rivières pendant la phase quaternaire de dissection. Dès lors, la relative impuissance qui les caractérise dans la traversée du "bloc biterrois" ne peut s'expliquer que par leur longueur, la faible importance des confluences dont elles bénéficient par comparaison avec la Peyne et surtout

avec l'Orb (celui-ci paraissant s'être montré conquérant au dépens du Libron).

A la faveur de cette oeuvre de défoncement se sont trouvées exhumées, non seulement des cailloutis, limons et graviers du piedmont biterrois, mais encore de la molasse qu'ils recouvraient (ainsi que le montrent les dispositions en direction d'Autignac), les structures complexes d'un système d'écailles dont les calcaires (localement bajociens et aaléniens, généralement liasiques) reposent à l'Est sur une semelle de Trias gypso-marneux. A l'Ouest, de l'Eocène chevauché s'interpose entre le Trias grésodolomitique et Lias inférieur calcaire. On en devine la continuité, sous les voiles marin et continental, grâce aux jalons du Moulin St-Jean, de la proue aléolochtone de Fouzilhon, les collines et buttes du Nord de Pouzolles, comme celle de Bastard (168 mètres). Les rivières franchissent le contact anormal et les écailles calcaires en gorges méandreuses, le cours de la Thongue étant celui qui "vibre" le moins. En revanche, elles sont à l'origine du déblaiement de petits "bassins" au fond desquels se déployaient de basses terrasses, sur leurs hauts versants étant conservés quelques replats, tant à l'amont, dans le Trias marneux et les formations faibles du socle, qu'à l'aval, dans la molasse.

---- Les dépressions d'amont sont extrêmement fragmentées et encombrées de petits reliefs monoclinaux. C'est la conséquence d'une série de binômes qui se répètent: calcaires liasiques sur Trias supérieur marneux; Trias inférieur grésodolomitique sur argilolites du Saxonien; Permien inférieur conglomératique sur faciès "Culm" du Houiller.

De la sorte, c'est en simplifiant que l'on peut dire qu'à partir de l'érosion du Libron s'est développé le "bassin" de Laurens dans le Houiller, tandis que celui de Fouzilhon s'épanouit dans le Trias inférieur et le Permien, à partir de la Lène, et les dépressions du Sud et du Nord de Gabian, respectivement, dans le Trias basal et le Viséen, à partir de la Thongue.

Type original de contact de massif ancien avec sa couverture sédimentaire où la surface prépermienne n'est pas conservée par suite de la faiblesse du Houiller subordonné à la cuesta conglo-mératique du Permien inférieur; non plus, du reste que la surface pré-triasique, le Saxonien étant vulnérable sitôt dégagé des couches dures du Trias inférieur; et pas davantage la surface pré-liasique, puisque le Lias n'est pas en place. Il en résulte, alloctones, puis autochtones, la multiplication de petits reliefs monoclinaux: représentés dans la couverture (écailles du Lias) puis se poursuivant dans le socle, mais sans continuité, tant à cause du tracé orthogonal des rivières que de complications tectoniques ou afférentes à la mise en place des faciès. Cette dernière remarque, au-delà des micro-cuestas du Trias inférieur et du Permien basal, vaut pour les venues de porphyrites (région de Gabian) et pour les récifs calcaires de la mer viséenne et que celle-ci a noyés dans une masse sédimentaire grés-schisteuse. A quoi il faudrait ajouter, toujours dans l'édifice hercynien, les petites écailles dévoniennes et siluriennes de l'arrière pays de Gabian. N'étaient-ce les progrès de l'altitude et les changements survenus dans la végétation, de telles similitudes de formes et analogies de structures écaill-

lantes rendraient insensible le passage de la couverture au socle.

La solidarité morphologique de ces deux entités est encore exprimée par le volcanisme à hauteur du méridien de Gabian. Il se développe, pour la Montagne Noire, dans le vaste épanchement de Montesquieu. L'étude du magnétisme rémanent, entreprise par A. ROCHE, sur demande de M. GRAMAIN (1964, D.E.S., Géogr. Paris, pp. 32-35 et 1965, pp. 71-74), a montré une aimantation de sens normal qui incite à préférer une attribution au Pléistocène plutôt que la datation "villafranchienne" traditionnellement admise depuis Ch. DEBETRET (1897, pp. 641-663). R. ETIENNE, cité par M. GRAMAIN (ibid), reconnaît les mêmes caractères aux laves de la coulée de Carlenças, sur les limites du pays de Lodève et de celui de Bédarieux. L'étude de la topographie prébasaltique permet d'affirmer que la coulée de Montesquieu, à plus de 300 mètres d'altitude recouvre une topographie aplanie tandis que celle de Carlenças a scellé un relief en voie de rajeunissement incipient. Le fait qu'il s'agit d'épanchements à peu près contemporains incite à attribuer cette différence à la nature du substrat, le Houiller de la Montagne Noire étant plus résistant que le Permien du Lodévois.

Or, dans l'avant-pays méridional, en secteur de Gabian, les appareils ont connu des émissions plus restreintes. Un seul d'entre eux (Cadablès, 222 mètres, le volcan Men Plaisir de M. GRAMAIN) a recouvert, sur quelques centaines de mètres carrés des quartz cariés reposant sur un biseau étroit de Trias et de molasse littorale, disposition qui peut indiquer le lambeau conservé d'un aplanissement, alors plus étendu.

Tous les autres appareils du secteur de Gabian, entrant en contact beaucoup plus bas avec leur substrat sédimentaire (cf. moins de 170 mètres), doivent déjà signaler, avec le début de la dissection fluviatile, les premières étapes de la destruction du piedmont biterrois.

--- Les dépressions méridionales sont beaucoup plus simples. Elles exploitent la vulnérabilité des horizons inférieurs marno-gréseux de la molasse helvétique, une fois démantelés les niveaux tortonien du calcaire à Hélix et du conglomérat à dragées et débalyée la couverture détritique du piedmont biterrois.

De là, le bassin de confluence de Magalas où le Libron reçoit le ruisseau de Badeaussou. De là encore, le "bassin" de Pouzolles où la Thongue s'accompagne de deux terrasses dominées par plusieurs replats de haut de versants.

Sur cette dernière dépression s'articule, coupant par le travers la vallée de la Lène, le couloir de circulation encombré de buttes de molasse qui, par le château de Cazillac, joint la vallée de la Thongue à celle du Libron sous la "corniche" du "bloc" central du Biterrois, bien marquée au Nord-Ouest de Coulobres.

Le couloir de circulation en cause s'amorce, au Sud - Sud-Ouest de Pouzolles par une faible dépression marécageuse de dessin circulaire et de 500 mètres de diamètre, artificiellement drainée. Il s'en rencontre deux autres à St-Preignan et sous Coulobres, de mêmes dimensions et de même forme: version réduite des cuvettes de tassement déjà décrites où un surcreusement nivéo-éolien

est possible mais non prouvé.

On notera, enfin, un léger élargissement de la vallée de la Thongue, vers Lieuran, exploitant, non plus la faiblesse de la molasse sous la couverture détritique du piedmont biterrois, mais celle des marnes à Potamides Basteroti qui s'interposent ici.

b)-Le Nord-Ouest du Biterrois:

Outre la grande vallée de l'Orb, ce secteur Nord du Biterrois, situé à l'Ouest de la "cloison" centrale, juxtapose les "lanières" des environs de Murviel-lès-Béziers et les dépressions très ouvertes d'Autignac et de St-Géniès-le-Bas. A l'Occident, le compartiment semi-effondré de Causse-et-Veyran et l'arc de St-Chinian où se glisse la cluse de Réals, ferment le paysage.

---- Nous n'avons pas à étudier ici l'arc de St-Chinian pour lequel F. ELLENBERGER (1967, pp. 87-142) a récemment proposé la définition d'une tectonique d'âge éocène supérieur, dans un style "de chevauchement cisailant avec troncatures généralisées à la base et au sommet des écaillés"; sauf à noter que ces structures ont été aplanies, puis sculptées dans un schéma appalachien, et à remarquer, sans préjudice de déformations ultérieures, que plusieurs lambeaux discordants de molasse helvétique, dûment figurés sur la 3ème édition de la feuille géologique de Bédarieux au 1/80 000ème, y manifestent la réalité de l'aplanissement fondamental languedocien. Au-delà, vers l'Ouest et le Sud-Ouest, c'est un autre pays qui apparaît, d'affinités minervaises.

Le compartiment de Causse-et-Veyran joue le même rôle de frontière, effondré au pied du "synclinal perché bâtarde" dévonien du Mont Peyroux (411 mètres). Sur un substrat qui laisse deviner la bauxite, en bordure de l'Orb, son ossature est constituée par des grès (Réals), des calcaires à Planorbes et des marnes versicolores contemporains des calcaires d'Agel et des grès d'Aigne et que surmontent des poudingues rouges grossiers bartoniens. Ces couches éocènes supportent curieusement de petites klippes (Puech de Viranel et Causse-et-Veyran). Elles ont été transgressées par le conglomérat basal de la molasse littorale puis recouvertes par la formation détritique du piedmont biterrois dont elles ont été, depuis, à peu près totalement exhumées.

Nous n'insisterions pas sur ce secteur marginal s'il ne comportait d'importants enseignements tectoniques. Il porte un témoignage à la fois structural (écaillés) et corrélatif (Bartorien conglomératique) du paroxysme pyrénéo-provençal auquel il convient d'attribuer, également, les chevauchements déjà cités du Moulin St-Jean, de Fouzilhon et du secteur de Gabian. En outre, compartiment abaissé par faille au pied du Mont Peyroux, il domine lui-même, grâce à l'accident du Château de Coujan, le panneau d'Autignac. Cette tectonique de distension prend sa place dans la grande diagonale qui, depuis la faille de Moux affectant l'Alaric, en passant par les accidents de l'Ouest de Lézignan-Corbières et d'Assignan, puis les dislocations des environs de Gabian, Clermont-l'Hérault, Rabieux, St-Jean-de-Buèges se relie, au travers du pays de Ganges, à la faille d'Anduze et celle des Cévennes. Vieille cicatrice, sans doute, mais

de jeu à peu près certain, lors de l'Oligocène élevé. Comme la faille du château de Coujan accole brutalement le faciès littoral basal du Vindobonien avec le récif corallien d'Autignac. Il y a, tout lieu d'admettre un rejeu postérieur à ces couches, soit probablement: pontien. Des couches lagunaires succédant latéralement vers l'Ouest au récif frangeant, il est possible que la seule érosion différentielle soit à l'origine du talus qui limite le compartiment de Causse-et-Veyran, sans qu'on puisse tout à fait exclure une accentuation du rejet de quelques mètres pendant l'Astien ou l'extrême début du Pléistocène. Mais le nivellement de la faille et sa fossilisation par la couverture du piedmont biterrois, à l'approche de la vallée de l'Orb, certifient qu'elle n'a pas été réactivée depuis.

Au Sud-Est de la faille de Coujan se développent les moyennes lanières du pays de Murviel-lès-Béziers.

----- Les lanières de moyennes dimensions du pays de Murviel-lès-Béziers:

Dans ce secteur, la structure profonde n'a pas changé de style: l'écaille liasique retrouvée par l'érosion linéaire, entre les fermes de Bel Air et Courrégis, montre la continuité du système chevauchant précédemment décrit à Fouzilhon. Mais voiles transgressifs et construction du piedmont biterrois le dissimulent, appuyés contre le plan de la faille du château de Coujan qui limite le compartiment supérieur.

Entre les vallées de l'Orb, du Rieutort, du ruisseau de St-Ouyres et du Taurou, trois lanières sont bien séparées qu'on peut nommer: "Serres" du Puech Estève, des Carratiers et de Murviel-lès-Béziers, pour respecter la toponymie locale.

Ces "Serres", plus haut suspendus au-dessus des thalwegs que les grandes lanières du Sud-Est biterrois, de taille plus réduite aussi, sont encore moins complètement couvertes par les limons à graviers et les cailloutis du piedmont construit. Parmi les couches sous-jacentes que la dispersion du cailloutis découvre, il convient de signaler une série continentale peu épaisse, comportant les travertins du Puech Belet, au Nord de Murviel, ainsi que des sables et graviers fluviatiles que la carte géologique classe dans le Pliocène supérieur. Or, ces couches continentales, sont superposées stratigraphiquement, non seulement aux faciès marins de la ria ast'ienne qui coïncide partiellement, en ce secteur, avec le cours actuel de l'Orb, mais encore aux couches à Potamides Basteroti. Il convient donc d'y voir les équivalents des marnes de Celleneuve et des cailloutis de la Mosson; et, du reste, elles se montrent remarquablement discordantes et transgressives sur le Miocène qu'elles recouvrent directement, vers le Nord, en fossilisant un relief assez disséqué et différencié où J.H.CARRIER (1966) a voulu voir des "vallées pontiennes".

En conséquence, ces lanières, bien séparées par l'érosion linéaire à proximité de la retombée de la Montagne Noire, montrent moins le "piedmont biterrois" (qui n'est conservé qu'en quelques lambeaux) qu'elles ne sont sculptées dans son substrat: travertins et sables du Pléistocène tout à fait inférieur au Sud, molasse au

Nord. Ces formes interfluves ont, du reste, été regradées, n'exprimant plus des topographies d'accumulation, mais d'érosion. Des glacis tardifs définissent le style de cette regradation, développés au pied de l'escarpement de ligne de faille révélé du château de Coujan et étalant les éléments d'une couverture de cailloutis, empruntés au compartiment d'amont de Causse-et-Veyran et d'un cachet évoquant le Quaternaire moyen élevé ou récent (cf. Serre du Puech Estève).

Les "Serres" dominent la vallée de l'Orb et les dépressions d'Autignac et de St-Géniès-le-Bas.

---- Les dépressions d'Autignac et de St-Géniès-le-Bas:

La dépression d'Autignac s'ouvre dans la molasse helvétienne, en contrebas du "récif miocène du Languedoc", ancienne construction corallienne frangeante de la mer vindobonienne (J.P.CHEVALIER, 1956, pp.127-134). Elle est séparée de la dépression de St-Géniès-le-Bas par quelques collines où affleurent les horizons résistants du sommet du Tortonien. Ces reliefs infimes dont le commandement est de l'ordre de 20 à 30 mètres, représentent, très discrètement mis en valeur par l'érosion différentielle, l'escarpement de ligne de faille révélé et inversé de l'accident Ouest - Sud-Ouest, Est - Nord-Est des Affaniès, réplique de celui du château de Coujan et à regard également tourné au Midi. Sur les terrains vulnérables de l'Helvétien, les faciès plus résistants du Vindobonien sont responsables des faibles hauteurs qui agrémentent à peine la dépression de St-Géniès-le-Bas, ouverte entre la "lanière" de Murviel et l'éperon de Pailhès où commence le "bloc" central du Biterrois.

Les deux dépressions sont longées à l'Ouest par le ruisseau de Vallongue, haute branche du Taurou qui les sépare de la "lanière" de Murviel et s'est inscrit en contrebas de leur plancher; il les draine par l'intermédiaire de ses petits affluents de rive gauche. Ce système hydrographique, en partie surimposé dans les collines de molasse vindobonienne, notamment aux environs de St-Géniès-le-Bas, est accompagné par un ensemble cohérent de terrasses où l'on distingue un très bas niveau, une basse terrasse et une moyenne terrasse, réduite à des lambeaux au droit des reliefs structuraux molassiques dominants, passant à d'amples glacis, légèrement vallonnés par l'esquisse de petits thalwegs partout où affleure l'Helvétien vulnérable. Sans autre argument que l'altitude, en ce secteur miocène où les sols sont peu différenciés, nous pensons pouvoir reconnaître le très bas niveau du Würm tardif, la terrasse würmienne principale, bien engainée sous la terrasse rissienne, raccordée à des glacis épanouis et à peine retouchés. Ces deux dépressions sont parcourues par des rivières au lit plus bas, de quelques dizaines de mètres, que celui du Libron. Non seulement celui-ci ne s'est pas déversé vers le Taurou à la hauteur de Magalas, mais encore, dans le bas pays d'Autignac, il n'a pas franchi le seuil infime, haut seulement de 4 à 5 mètres, aujourd'hui, qui sépare les deux bassins. Par contre, le ruisseau de Pauroussel (f. de St-Chinian, 1/25 000ème, n^{os} 3-4), né au Nord-Est d'Autignac et se dirigeant vers le Libron, fait un coude brusque à la Condamine, s'encaissant bientôt près de la Mouline, pour rejoindre la Vallongue. Le haut Pauroussel a dû, dans un passé quaternaire difficile à préciser, appor-

ter ses eaux au Libron, mais sans doute avec des difficultés progressivement accrues du fait de l'exhaussement des berges de ce dernier, par surcharge des alluvions arrachées au bassin montagnard. Dès lors le ruisseau de Pauroussel était à même de se détourner vers le Sud, favorisé par le bas niveau de base de l'Orb. Plutôt qu'une capture il est probable qu'il s'agit d'un déversement sur une topographie aplanie, à la faveur des oscillations climatiques du Quaternaire. Cette topographie est sans doute antérieure au glacis rissien puisque le Taurou s'est encaissé dans les collines de molasse plus élevées que lui.

De tels incidents qui ont peut être affecté le Taurou lui-même, ont contribué à paralyser l'évolution de la vallée du Libron et à favoriser l'évolution de la vallée de l'Orb dont il sera tiré parti plus loin.

Symétriquement, dans le secteur oriental c'est le faible niveau de base de la vallée de l'Hérault qui rend compte de la dépression creusée par la Peyne et ses petits affluents de Roujan à Neffies et devant Caux.

c)-Le Biterrois Nord-oriental: la dépression de Roujan-Neffies et l'aire volcanique en bordure de la vallée de l'Hérault;

---- La dépression de Roujan-Neffies:

Elle rappelle les dispositions décrites au voisinage de Gabian, mais avec quelques différences qui lui confèrent une plus grande ampleur et créent une impression de simplicité qui, d'ail-

leurs, ne doit pas être exagérée.

Le paysage de sculpture différentielle, au contact de la Montagne Noire, se retrouve, perturbé par des failles peu obliques par rapport à la structure du massif ancien, sous la vigoureuse flexure en genou des calcaires dévoniens du Causse du Falgairas. Il en résulte une réduction considérable de la largeur des affleurements houillers, d'une part, l'étalement, au contraire, du Trias inférieur dans un compartiment intermédiaire, dépassant 500 mètres de large. En conséquence, le paysage de dépressions orthoclinales et de micro-cuestas tend à se réduire en petites gouttières dissymétriques et en reliefs n'ayant que quelques mètres de commandement. Il en va ainsi de la couche rouge dont on ne sait si il s'agit du Trias ou des argilo-lithes saxoniens ou de schistes autuniens affectés d'une forte altération pré-triasique et qui localisent quelques vignes étroites, passant, au Sud, au Trias argilo-gréseux que dominent faiblement le relief monoclinale des dolomies du Muschelkalk. L'écaille des calcaires du Lias inférieur, prolongeant l'unité décrite vers Gabian, n'apparaît que de part et d'autre de la vallée de la Payne (les Touries, Montels, la cote 108) sous la forme de petites buttes de 20 à 40 mètres d'altitude relative, remarquables néanmoins par le froissement des couches sur leur semelle de Trias.

La faille de Neffiès, effondrant le compartiment méridional, met la molasse helvétique en contact avec le Trias inférieur. Le Miocène pendant légèrement vers le Sud-Est, la Payne a développé un ample entonnoir de percée cataclinale, déblayant les marnes helvétiques puis les horizons gréseux, sous l'horizon supérieur à luma-

chelles, puis le Tortonien qui s'achève sur des calcaires à Hélix coiffés de la formation détritique du piedmont biterrois. Le versant Sud de cet entonnoir est échancré de deux vallons anaclinaux n'abritant pas actuellement un drainage permanent. La percée, très ouverte dans les marnes, s'étrangle sous les couches tortoniennes entre les éperons de la Loupie et du Travers.

La Payne a développé un système de terrasses étagées. On en note deux au-dessus du lit majeur, à hauteur du pont de la D.15, entre Roujan et Neffiès. Une troisième, plus élevée est commodément observable, un peu plus à l'aval, à la Sentinelle, séparée du versant par le cours du Boudic, subparallèle à celui de la rivière principale, ce qui marque les limites latérales du bourrelet alluvial, lequel, lors de cette phase d'accumulation, gênait l'établissement de la confluence. Les deux vallons anaclinaux, largement évasés, ne montrent pas des terrasses mais des flancs travaillés en deux glacis hiérarchisés, l'inférieur se raccordant à la seconde des terrasses de la Payne. Les latitudes relatives de ces dernières s'échelonnent entre 10 et 35 mètres. Le matériau alluvial, de puissance métrique, est plus nettement rubéfié sur les niveaux les plus élevés. D'autres lents replats, plus vagues, se lisent sur le versant de rive droite. En rive gauche c'est un long glacis qui descend de Neffiès vers les terrasses de la Payne, mais légèrement vallonné par l'érosion des drains qui ont pris naissance à sa surface et qui finissent par se concentrer dans le ruisseau de Bayèle.

Ce sont des paysages marqués par le volcanisme qui ferment cette dépression à l'Est.

----- L'aire volcanique de Caux, Fontès et Lieuran-Cabrières:

La construction de ces édifices est conforme aux activités ordinaires du volcanisme biterrois. La coupe de l'appareil de Perret-Lieuran-Cabrières (cote 324, f. de Lodève, 1/25 000ème, n^{OS} 5-6) fait apparaître, à la base, des tufs pyroclastiques à petits grains, lités, de teinte grisâtre. Leur succèdent d'abord des éjecta, de calibre plus grossier et mal classés, puis les projections (scories) et émissions (laves basaltiques) d'une activité strombolienne. Les laves succédant aux tufs se retrouvent localement à d'autres points de sortie de ce secteur. Les laves sont susceptibles d'épanchements de plusieurs kilomètres de long, dans le cas de l'appareil de Fontès (M. GRAMAIN, 1964, pp. 52-63).

Le volcanisme permet, ici, un certain nombre de remarques confirmant les enseignements de la région de Gabian ou afférentes à des phénomènes peu originaux sur lesquels nous passerons rapidement.

C'est d'abord l'existence d'une pente au Sud - Sud-Est au moment des émissions qui est démontrable par l'examen de la topographie sous-basaltique de la table des Baumes et par l'orientation et l'inclinaison des deux grandes coulées se déparant au Sud du "Causse" de Fontès (le Causse-Haut, l'Arnet et les Barrières-Lavades, heureusement nommées). Elles recouvrent une topographie non seulement différenciée, mais, dans un premier temps, biseauté, puisque le matériau volcanique repose directement sur la molasse, au Nord, et sur la formation du piedmont biterrois, plus au Midi.

Il s'agit, sans doute, pour la coulée orientale, la plus puissante, d'un ancien cours de la Boyne, étant inutile de s'apercevoir sur l'inversion du relief, ni sur la réadaptation du réseau hydrographique qui en a été l'agent et que manifestent les cours, tracés parallèlement aux coulées des ruisseaux de la Prairie et de Tartuguer. Il convient, en outre de noter que l'érosion différentielle ne s'était pas montrée aussi active sur les deux faces de ces témoins: la coulée occidentale est presque trois fois plus épaisse sur sa face Est que sur sa face Ouest, prouvant que son axe actuel ne coïncide pas avec celui de l'ancien thalweg fossilisé. Enfin, la Boyne, rejetée à l'Est a dû encore scier une petite gorge où elle cascade au Moulin d'Anquet (f. de Pézenas, 1/25 000ème, n^{os} 1-2).

--- Un dernier trait s'impose, l'importance du commandement de ces édifices par rapport aux points bas du paysage qui est de l'ordre de 200 mètres, non par l'épaisseur de la lave qui n'excède pratiquement jamais 20 mètres, mais du fait de l'affouillement du terrain encaissant, principalement hors du massif ancien. On incriminera au premier chef et le faible niveau de base de l'Hérault tout proche, plutôt qu'un rejeu de l'accident bordier de la Montagne Noire orientale qui n'est pas décelable sur le terrain, du moins sous forme d'un rejeu de la tectonique brisante. Le volcan de Perret-Lieuran-Cabrières qui semble implanté sur le trajet même de cet accident est significatif à cet égard, n'étant pas disloqué.

Il n'en est que plus délicat de rendre compte des très basses édifications volcaniques, telles que la butte coté 98mètres, dans la boucle du Merdol, au Sud-Est de l'Etang (f. de Pézenas,

1/25 000ème, n^{OS} 1-2) où les tufs pyroclastiques cernent, vers 90 mètres, le fond de la dépression de Péret (dont la définition est étroitement liée à ce problème). Trois hypothèses se présentent.

(1)-La première est celle de laccolithes exhumés: la butte de 98 mètres pré-citée (Pioch de l'Etang) conduit à l'envisager. Les tufs pyroclastiques, non seulement y incluent des quartz de la molasse à dragée, mais portent, assez haut sur leur flanc, des cailloutis roulés en provenance de la Montagne Noire et sont coiffés d'une dalle calcaire du type des travertins. Toutefois, il est difficile d'envisager la mise en place de tufs pyroclastiques hors du milieu subaérien.

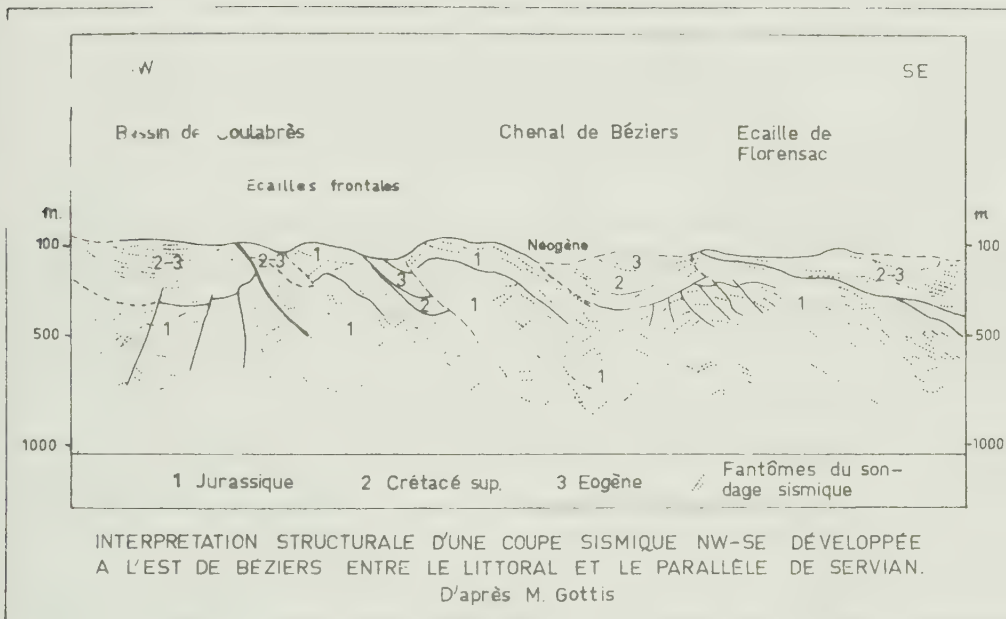
(2)-La seconde hypothèse revient à considérer que l'érosion différentielle avait déjà atteint des altitudes de 100/80 mètres. Ce n'est pas absolument impossible si l'on considère la cote basale de la lave des Pctences dans la vallée voisine de l'Hérault (f. de Lodève, 1/25 000ème, n^{OS} 7-8). Mais il reste encore à justifier du remblaiement qui a affecté les flancs du Pioch de l'Etang et permis la mise en place de son travertin sommital.

(3)- Sans rejeter la thèse de l'érosion différentielle vigoureuse, en considérant la forme ovale de la dépression de Péret, bordée par la Montagne Noire à l'Ouest, par la molasse et le cailloutis des plateaux à l'Est, les tufs pyroclastiques apparaissant en contrebas, sous chacune de ces bordures, et cernant, à leur tour, un fond palustre que le Merdol, en quelque sorte "surimposé" dans cette ceinture volcanique basse, désenclave mal, nous proposons une expli-

cation complémentaire: celle de l'effondrement post-volcanique. Effondrement post-volcanique et non explosion, car la dépression de Péret n'a rien d'une caldeira de ce modèle. Au contraire l'effondrement, pourvu qu'il soit assez lent, justifierait l'étang, l'allure surimposée du Merdol, le perchement anormal du cailloutis du Pioch par référence aux basses altitudes du fond. En tous cas, des "cuvettes" du Biterrois, celle-ci n'est pas la moins mystérieuse.

La variété toute en nuances des paysages du Biterrois est donc bien une réalité. Dès maintenant, il est possible de dégager des facteurs de diversification: 1)-la lacération des voiles néogènes et du piedmont construit, plus poussée au contact de la montagne (où s'esquissent, en outre, des dépressions longitudinales) que ce n'est le cas à l'aval, situation fréquente pour bien d'autres piedmonts; 2)- l'isolement de la "cloison centrale" et du "bloc" biterrois entre les domaines de drainage direct ou quasi-direct de l'Orb, d'une part, de la Peyne et de l'Hérault, d'autre part; 3)- l'influence des cuvettes, amorcées par des tassements et peut être aménagées par l'érosion nivéolienne périglaciaire, selon les vues de P. AMBERT. La question de l'influence d'une tectonique néogène et d'une néotectonique quaternaire, selon la définition large de cette ère que nous avons adoptée, est posée, en particulier par l'irruption du cours de l'Aude, au Nord de la Clape, et par l'infléchissement des tracés de l'Orb, du Libron et même de la Peyne, en direction de l'Agadès. Toutefois, par delà les détails qui personnalisent chacune des "micro-régions" du Biterrois, on identifie les étapes d'une évolution d'ensemble qu'il convient de mettre en évidence. Il sera alors plus

Fig. 175 .



aisé de répondre à la question soulevée ci-dessus.

B- Les données de l'évolution d'ensemble du Biterrois:

Elles ont été classées selon quatre rubriques dès la présentation de l'ensemble sous-régional. Nous précisons leur contenu dans les paragraphes qui suivent:

1-Le substrat mésozoïque:

L'exiguité des affleurements mésozoïques en Biterrois ne permet guère de deviner la complexité ni l'ordonnance d'ensemble des structures où ils sont impliqués. Mais les sondages S.N.P.L.M. et les explorations sismiques aident à s'en faire une idée (M.GOTTIS, 1957-64, pp.152-163 et F.ELLENBERGER, 1967 pp.87-142, particulièrement, la figure de la p.110 et son commentaire).

La Garrigue de la Galiberte montre des couches très redressées qui paraissent même localement renversées: hard grounds visibles à leur face inférieure, note M.GOTTIS (op.cit.p.152). Le sondage implanté dans l'Oligocène du Nord de Lespignan, après avoir traversé ce terrain, puis le Lias et une semelle de Keuper marnogypseux, à 890 mètres, a trouvé du Crétacé supérieur conglomératique épais de 100 mètres. Il s'agit donc d'un "rudiment de flanc inverse" (op.cit. p.153) appartenant à une figure anticlinale, d'ailleurs chevauchante sur un synclinal orienté Ouest - Sud-Ouest, Est - Nord-Est, contenant des formations échelonnées de l'Aptien au Santonien, le "chenal" de Béziers, dans une situation assez comparable à l'aire néocomienne-albienne de la Clape.

Le pointement mésozoïque de Meyran correspond à un petit anticlinal disloqué, à flancs de calcaires liasiques et infraliasiques, dont la voûte est crevée par le Keuper plus ou moins diapirique. L'un des sondages S.N.P.L.M. installé sur cette structure a rencontré, sous 900 mètres de Lias et 9 mètres seulement de Trias, le Crétacé supérieur. L'anticlinal de Meyran apparaît donc comme un repli de détail dans la zone frontale d'un système chevauchant, peu différent de celui de la Galiberte, mais situé à l'opposé, soit au Nord du "chenal" de Béziers. M.GOTTIS (1957-64, pp.162-163), exploitant le sondage opéré à quelques centaines de mètres au Sud-Ouest de Montblanc et les enseignements de l'exploration sismique, conclut à la probabilité de deux écailles mésozoïques que jalonnent, respectivement, Bessan et la Bégude de Jordy, le domaine de Peytavi-le-Haut et Fézonas, plus ou moins articulées sur le prolongement du dôme semi-couterrain de Castelnaud-de-Guers.

Enfin, il suffira de rappeler les écailles du contact de la Montagne Noire, déjà citées, dont la liaison avec l'arc de St-Chinian est maintenant bien établie (F.ELLENBERGER, 1967, p.110).

Soumise à une poussée compressive, dans l'aire de resserrement entre le socle du Mauthoumetet celui de la Montagne Noire, ces écailles paraissent liées à des structures anticlinales, sans doute un peu antérieures à la phase de chevauchement et déjà érodées au moment de sa réalisation: le style pyrénéo-provençal ne fait pas de doute. Les formations du Crétacé terminal et de l'Eocène ont, d'une part, valeur corrélatrice des reliefs créés et, d'autre, part se trou-

vent impliquées dans leur édification, comme le montre la région de Causse-et-Veyran. C'est pourquoi nous avons affirmé que le Biterrois était situé sur un avant-pays pyrénéen.

Le style n'en est probablement pas équivalent à celui des nappes des Corbières orientales. Les auteurs insistent sur le fait qu'aux recouvrements encore très "plats" de la région de Cazouls-lès-Béziers, succèdent des plans de chevauchement redressés qui supposent, pour chaque déplacement tangentiel, une flèche modeste. Ce serait d'ailleurs le cas de l'arc de St-Chinian lui-même où l'ampleur de la translation globalement constatée, résulterait d'une imbrication particulièrement complexe d'échelles se rabotant l'une l'autre, tant sur leur face supérieure que sur leur face inférieure. Avec une structure moins serrée, le substrat mésozoïque du pays biterrois se rapprocherait davantage soit du type du "pli" de Montpellier, soit de celui de Moux, dans le Languedoc.

Par ailleurs, la zone de contact concentrique de Fouzilhon à Gabian, d'abord poussée au Nord, a pu, désolidarisée du socle par sa semelle de Trias, glisser faiblement au Sud, de quelques mètres à quelques dizaines de mètres, à l'occasion des mouvements tardifs de surrection affectant la Montagne Noire orientale et du renversement de la pente régionale. Ce dernier est inauguré à l'Oligocène élevé par la première esquisse du Golfe du Lion et la création du synclinal-fossé de Narbonne. Parallèlement, dans la zone de contact, un certain nombre de failles pré-pyrénéennes, appartenant au faisceau de la grande "diagonale" qui parcourt le Bas-Languedoc Sud-occidental depuis l'accident de Moux jusqu'à se raccorder au

système de la faille des Cévennes, rejoignent en distension, avec effondrement de leur compartiment Sud-Est, ainsi que nous l'ont montré les environs de Causse-et-Veyran, d'Autignac et de St-Générier-le-Bas.

Nous retrouvons donc, dans le substrat mésozoïque du Biterrois, une structure parfaitement conforme au schéma architectural languedocien. Mais il convient encore de noter que c'est sur un avant-pays pyrénéen ruiné que se sont déployés les voiles transgressifs du néogène.

2-Les voiles transgressifs néogènes et la limite plio-quaternaire:

a)-Le Miocène:

La transgression miocène est généralement assez tardive en Biterrois. Le Burdigalien n'y est représenté que dans le secteur Sud-occidental, sorte de gulfes aux limites du Narbonnais, jalonné par Lespignan, Béziers et Nîssan-Lès-Ensérune, dont les dépôts se sont superposés à l'Aquitanien du synclinal-fossé développé plus au Sud. Leur caractère détritique est très marqué: sables et bancs de conglomérats grossiers à galets calcaires qui s'intercalent dans une lumachelle grise à *Pecten Tournali* (utilisée autrefois comme pierre de taille aux approches de Béziers) et que surmontent, derechef, des sables à *Pecten benedictus*. Les calcaires des conglomérats, à Lespignan, comme à Béziers, supposent des apports fluviatiles locaux, mais leur mélange avec des quartz, débris de quartzites et lydion dénonce une fourniture originaire de la Montagne Noire que confirme l'extraction des minéraux lourds prisonniers du ciment calciteux.

Néanmoins, l'absence de sillimanite tend à prouver que l'Espinouze était encore enfouie sous des terrains aujourd'hui disparus et, par conséquent, peu élevée (P. DEMANGEON, 1959, pp. 209 et 223).

Partout ailleurs, en Biterrois, la transgression miocène qui s'étend largement vers la Montagne Noire orientale où elle montre un faciès conglomératique, débute seulement avec l'Helvétien, composé, de la base au sommet, de marnes argileuses bleuâtres un peu sableuses à *Pecten-Fuschi* et *Ostrea crassissima*; plus blanchâtres à l'Est, elles peuvent devenir jaunâtres en haut des affleurements, par altération. Ce sédiment fin, apparaît quelque fois varvé, laissant déceler une matière charbonneuse entre ses feuillets; le calcaire de précipitation chimique représente de 1/3 à 1/5 du sédiment; on y relève, enfin, une phase finement détritique. Les varves traduisent l'influence de cycles climatiques, sans doute de caractère séculaire à pluri-séculaire. Dans la fraction sableuse, chlorite, muscovite, traces de feldspaths altérés permettent de soupçonner l'apport de l'hinterland continental; mais l'épidote et son cortège de minéraux alpins, majoritaires, dénoncent la prédominance du transport lointain d'origine marine (P. DEMANGEON, 1959, pp. 226-230). Il est vrai qu'un faciès de sables gréseux jaunes dénonce les zones les plus littorales. Les autres dépôts détritiques se résument en intercalation de bancs de lumachelles. Au total, la conviction s'établit d'une érosion endormie sur un continent bas, en bordure d'une mer chaude, soumise à une dérive littorale venue de l'Est.

Avec le Tortonien apparaissent les deux faciès originaux que le Biterrois partage avec la rive droite de la vallée de l'Hérault: le calcaire laguno-lacustre blanc à *Helix Rebouli* et la "molasse à dragées".

Le premier indique une courte régression sur la signification de laquelle on peut hésiter. En effet, au moment où se prépare une grande crise à l'échelle du bassin occidental de la Méditerranée, on ne saurait exclure que les variations de la ligne de rivage aient leur origine dans des événements extra-régionaux. Cependant des discordances légères entre les strates de cette formation plaident en faveur d'un réveil de la mobilité locale, d'autant que la "molasse à dragées" qui lui fait suite, vient accentuer cette indication.

Nous ne reviendrons pas sur l'analyse de ce dernier sédiment, entreprise dans la partie générale de ce travail. Nous rappellerons seulement que ce matériau d'origine fluviatile a été maquillé par la mer miocène, transporté par ses courants de l'Est vers l'Ouest, dans le cadre de la plaine de l'Hérault, au Tortonien, puis démantelé et redéposé, lors de la régression pontienne. Sa signification est d'abord climatique: la crise glyptogénique initiale trahit la péjoration sèche du climat de la fin du Vindobonien; l'on sait qu'elle s'accroît au Pontien. Mais la grossièreté relative du sédiment implique des pentes notables et sa localisation, bien définie, suppose déjà qu'une crise diastrophique accompagne l'oscillation climatique; ce que confirme l'origine relativement étroite du matériau dont les quartz macroscopiques et une bonne partie des miné-

raux lourds proviennent de l'aire cévenole par l'intermédiaire d'un proto-Hérault (P.DEMANGEON, 1959, pp.238-250). Ce qui frappe, en effet, c'est la prédominance de l'élément cévenol au Nord-Est du Biterrois (Nébian), alors que l'influence extra-régionale et plus précisément alpine, grâce aux courants marins, gagne vers le Sud (d'Aspiran à St-Palais) et que le classement granulométrique fait apparaître le mélange des sables marins aux cailloutis d'origine continentale. Mais, curieusement, vers l'Ouest (de Fontès à Coulobres, Puissalicon, Pailhès), le spectre de la Montagne Noire demeure pauvre et limité aux roches paléozoïques du versant Sud des Avant-Monts et à leurs minéraux. On peut en conclure, avec P.DEMANGEON (1959, p.245) qu'aucun fleuve traversant ces Avant-Monts "n'était une issue pour les alluvions venues de la bordure de l'Espinoz". Si donc des mouvements pontiens nous ont paru ranimer des failles proches de la bordure du socle (accidents du château de Coujan et des Affaniès), il n'est pas certain que ce dernier ait atteint alors, dans les Avants-Monts, un commandement important par rapport au bas-pays, encore moins une altitude comparable à celle des Cévennes pontiennes devenues le vrai centre distributeur des matériaux détritiques.

La vulnérabilité à l'érosion linéaire, mais aussi aréolaire (dans les systèmes morphoclimatiques à tendance aride en ce qui concerne les marnes et à tendance périglaciaire en ce qui concerne lumachelles grés et calcaires) de la série miocène est, de surcroît favorable à une mise en valeur différentielle multipliant, comme on l'a vu, les versants mixtes à basses pentes modelées en glacis et

couronnées de corniches de "molasse à dragées" ou de calcaires à Helix. Une certaine variété est introduite par les inégalités constatées dans l'épaisseur du voile transgressif miocène. Deux séries de faits d'érosion en sont la cause; l'une anté-sédimentaire n'ayant pas permis à la molasse de s'installer partout sur une topographie aplanie; l'autre post-sédimentaire, liée à la crise pontienne. Celle-ci, responsable du démantèlement et des conditions actuellement observables de gisement de la "molasse à dragées", comme de la mise en place des marnes rosées, grises ou versicolores, contemporaines des calcaires à "faune du Luberon" de la région d'Argeliers, compte surtout par les phénomènes d'entaille et de ravinement. Sur les versants, la "molasse à dragées", le calcaire à Helix, et la lumachelle mis en porte à faux, se sont alors fréquemment écroulés en chaos de blocs promis à la fragmentation et, pour les derniers, à la dissolution partielle. L'âge exact de ces chaos, considérés par P. DEMANGEON comme infra-pliocène, devra être confirmé.

b)-Le Pliocène:

Le Pliocène marin a pénétré loin, mais petitement, en Biterrois, à partir des vallées pontiennes et sans doute, dans la mesure où il a débordé sur les interfluves avec les progrès d'une transgression, de toutes façons plus timide que la précédente, y a-t-il été en grande partie éliminé par l'érosion. Encore, le faciès plaisancien qui domine dans les bas niveaux mais s'élève plus haut en direction de l'aval pays, n'y est-il pas d'observation courante, au contraire du faciès astien un peu plus répandu.

- 1.700 -

Bizarrement, le gisement plaisancien le plus notable aurait été aussi le témoin de l'extrême extension de la mer Pliocène, avec les marnes bleutées fossilifères, d'abord compactes puis argilo-sableuses, varvées, reconnues en 1902 par J.MIQUEL et confirmées par Ch.DEFERET, en rive gauche du Landeyran. Le fait n'est pas impossible a priori, étant rappelé le développement de ce faciès dans certains fonds de golfes à l'abri des courants, en pays rhodanien. Mais la 3ème édition de la feuille géologique de Bédarieux qui ne le représente pas plus que l'édition précédente, porte, à cet emplacement, des marnes estuariennes à Potamides Basteroti et ne mentionne pas le Plaisancien dans sa notice. Par contre, ce dernier a été reconnu avec 100 mètres de puissance au sondage de la station Lieuran-Bassan; il est attesté non loin de Lignan et de Corneilhan, dans le sous-sol du Mas Sacy; peut-être existe-t-il encore au forage de Sérignan, au Sud-Est de Béziers où il prolongerait les marnes helvétiques, sans interposition des calcaires tortonien, difficile à séparer dans ce milieu moins littoral.

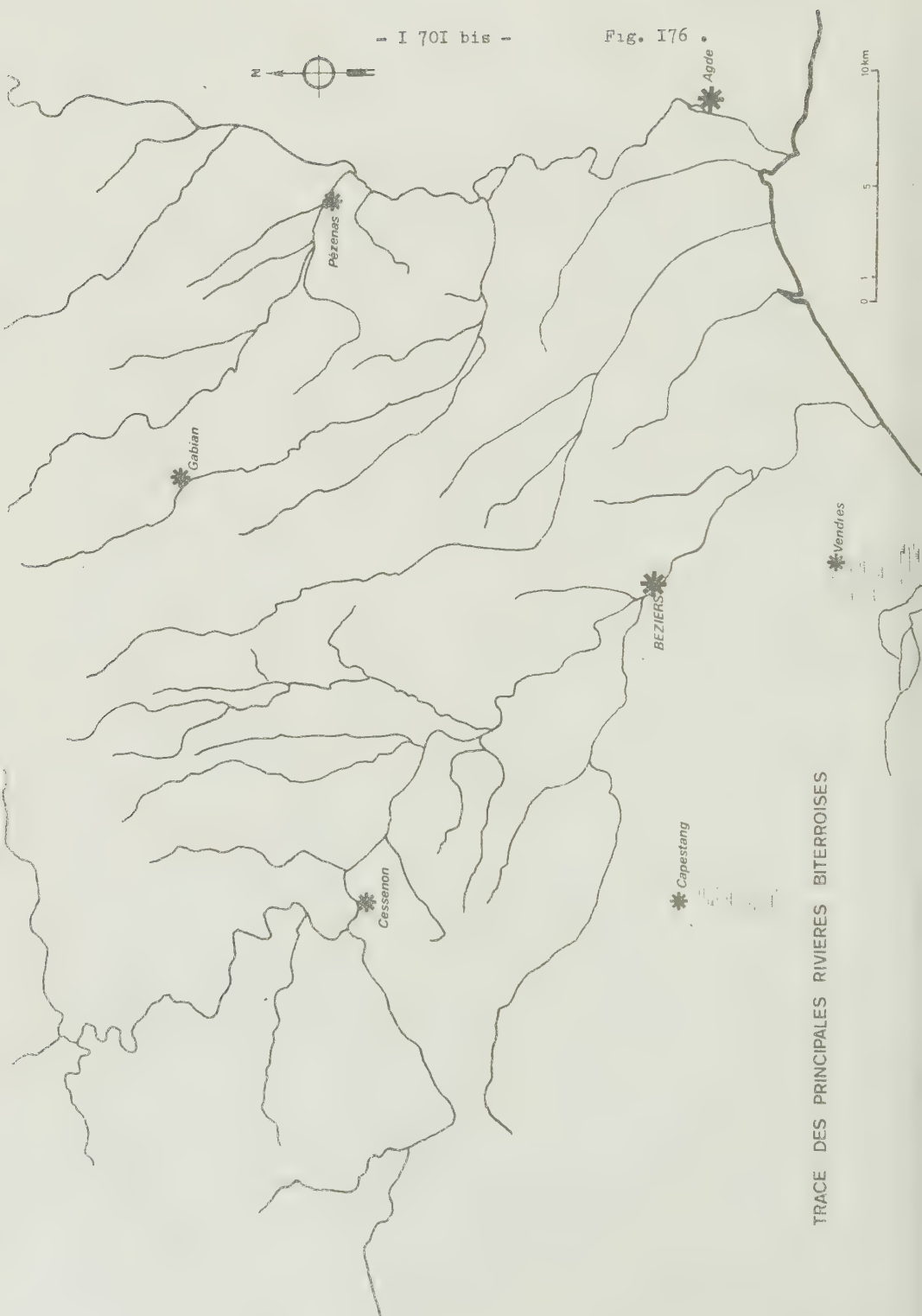
Tendant à surmonter le Plaisancien et à le déborder vers le large dans les horizons supérieurs, l'Astien marin est connu dans la vallée de l'Orb, du Landeyran, à Corneilhan, sur l'emplacement de la grande ria préparée par l'érosion pontienne et envahie par la mer pliocène, dont on peut suivre le tracé à l'Est par Bassan et Floren-sac en direction de l'Etang de Thau."C'est à Corneilhan que la vallée de l'Orb quitte le tracé de cette ancienne ria pour s'inscrire à l'Ouest (de celle-ci) dans des sédiments miocènes" (J.BARRIERE, 1969, p.93). On l'observe commodément sous ce village, comme vers la même latitude, dans la vallée du Libron et, plus à l'Est, sur la rive droite de l'Hérault, au Nord de St-Thibéry, avec son aspect sableux et

ses fossiles régionaux (*Ostrea virletti*).

Les sables marins de l'Astien font complètement défaut dans le Sud-Ouest du Biterrois où il semble que la mer pliocène n'ait jamais pénétré, arrêtée par un relief aujourd'hui érodé qui devait s'étendre des collines de Lespignan à la Montagne de la Clape. Leur absence dans le Sud-Est du Biterrois, au-delà de la vallée de l'Orb où la formation du piedmont recouvre directement la molasse, en un secteur qu'on a tout lieu de situer sur le trajet de la transgression dès que les rias primitives ont été complètement submergées, doit revêtir une autre signification. Elle implique une érosion subséquente au retrait de la mer et précédant l'arrivée des limons à graviers et des cailloutis.

Au château de Ribauté, dans la vallée du Libron, comme d'ailleurs dans la vallée de l'Orb, les sables marins portent les mêmes minéraux lourds que leurs homologues de Montpellier, savoir: le stock alpin (épidote, grenat, amphibole) et quelques minéraux de métamorphisme ou de caractère banal (tourmaline, zircon, rutile) (P. DEMANGEON p.291). Ils n'offrent guère d'argument pour étayer la thèse d'une vigoureuse érosion régionale qui demeure fort improbable.

Avec le retrait de la mer, sur les marges de la grande ria étendue de l'étang de Thau à l'Orb, s'établit le régime des lagunes à Potamides Basteroti dont la sédimentation marneuse n'évoque pas non plus une glyptogénèse très active. C'est seulement dans le secteur du Landeyran qu'elles s'enrichissent vers le haut, on l'a vu, de sables, signe d'un changement de régime. Le fait qu'elles aient donné des galets d'argile aux abords du Mas Sacy (J. BARRIERE, 1969, p.93) n'est qu'une preuve des actions de démantèlement qu'elles ont subi après leur dépôt (première similitude avec la Costière méridionale).



TRACE DES PRINCIPALES RIVIERES BITERROISES

C'est à partir de ces remarques qu'il convient d'aborder le problème des "sables continentaux", réputés "astiens", abondants dans le centre Nord du Biterrois.

c) - Les couches de passage du Pliocène au Quaternaire très ancien:

Ces sables et limons sont représentés à Murviel, Thézan-lès-Béziers, Puissalicon, Espondeilhan, Abeilhan, Alignan-du-Vent, St-Palais, Servian.

De caractère fluvio-deltaïque, mis en place sous la forme de cônes coalescents, ils montrent une stratification entrecroisée, ayant souvent fossilisé d'anciennes vallées ponto-pliocènes dont il arrive qu'elles soient descendues aussi bas que les rivières actuelles qui retrouvent, partiellement, leur emplacement (St-Ouyres). Débordant au-delà des affleurements pliocènes sur le Miocène, leur action de ravinement est considérable, remaniant les macro-éboulis de la "molasse à dragées" et les blocs partiellement corrodés du calcaire à Helix et de la lumachelle -(éléments grossiers, subautochtones et non roulés déjà signalés et dont l'âge s'avère , de ce fait, confirmé), sans oublier les grandes Huîtres de l'Helvétien qui se sont trouvées émoussées en galets écailleux. Des horizons individualisés les coupent. Le plus souvent des galets (quartz, schistes quartzeux, chailles, silex, mais aussi calcaires en proportion importante - fréquemment plus du 1/3 selon les analyses de P. DEBANGEOL 1959, pp. 332 à 352). Le calcaire est également en forte proportion dans les sables et se présente concrétionné, apparemment par passage

latéral, dans les tufs de Murviel-lès-Béziers. D'autre part, à proximité de Corneilhan, J. BARRIERE (1969, p.93) signale, à mi-hauteur dans l'empilement sableux, une récurrence marneuse dite à *Ammonia beccarii*.

L'examen des graviers et l'étude des minéraux lourds par F. DUBANGEON (ibid) fait apparaître trois origines: 1)- des matériaux para-autochtones essentiellement calcaires où se retrouve le "cor-tège alpin" de l'épidote emprunté aux voiles transgressifs néogènes; 2)- la province cévenole, donnant un essaimage très sensible dans la vallée de l'Hérault dont la densité diminue vers l'Ouest jusqu'à perdre toute importance derrière l'écran du relief existant de la Montagne Noire (tourmaline, staurotide, andalousite, grenat, sphène, ilménite, biotite abondante); 3)- des minéraux peu caractéristiques et en quantité faible, paraissant représenter l'apport des schistes, grès et calcaires de la Montagne Noire qui en sont effectivement pauvres.

Il y a donc à la fois érosion en montagne et accumulation dans le bas-pays.

Cet ensemble a été daté de l'Astien par Ch. DEPERET (1897, pp.641-663) grâce à la découverte de *Palaeoryx Cordieri* dans le ravin de St-Palais, près de Pézenas. Aussi a-t-il été considéré comme un équivalent latéral des sables marins qu'il finissait par recouvrir par progrès de l'influence continentale, au moment où s'amorce la régression post-astienne.

De nos jours, on ne peut manquer de relever les étonnantes similitudes qu'il présente avec les dépôts du quaternaire tout à fait

ancien, selon la définition large que nous adoptons, tant des environs de Frontignan que de la Mosson, de la Costière et de la Vistréneque. C'est d'abord le caractère transgressif et initialement ravinant d'un dépôt auquel son épaisseur, excédant fréquemment 10 mètres, confère un net caractère d'accumulation, en relation avec une ablation intense dans le cadre du relief immédiatement surincombant. C'est ensuite, étant notées les particularités basales du faciès (galets d'argile, connus en Costière, brèches cimentées - Donau inférieur - à Abeilhan, Espondeilhan, Coulobres, Montady, évoquant celle de la Z.U.P. de Nîmes), la richesse en calcaire tant des passées grossières que des limons et des sables, ceux-ci à sédimentation entre-croisée (comme au château de Surville et à Générac), ainsi qu'il convient à un ensemble mi-deltaïque, mi-torrentiel. L'assimilation chronologique avec les sables de Surville (Donau inférieur), en raison d'une paléodynamique tout à fait semblable, paraît devoir être proposée. Elle s'impose, sachant qu'aux environs de Corneilhan, J.BARRIERE relève la superposition des sables à stratifications entrecroisées à une marne à galets d'argile qui représente, à peu près sûrement, le niveau à Potamides Basteroti et que suivent des argiles à montmorillonite (Bassan, Servian) (J.BARRIERE, 1971, pp.142-144).

Dans la nouvelle perspective ainsi ouverte, il est possible que la récurrence lagunaire marneuse à *Ammonia beccarii* soit l'équivalent approximatif des marnes littorales calabriennes de Surville. Quant aux tufs calcaires de Murviel, peut-être faut-il les rapprocher des consolidations carbonatées dans certains cailloutis des plus anciens de la Costière. Mais leurs relations avec les

limons sableux ne nous paraissant pas parfaitement éclaircies, il n'est nullement impossible qu'ils ne traduisent, au niveau stratigraphique inférieur, l'horizon d'enrichissement en calcaire qui marque, à Frontignan comme à Celleneuve, le sommet du niveau lagunaire à Potamides Basteroti en voie de dessalure.

Déjà, par conséquent, l'on peut considérer que les "sables continentaux" du Biterrois sont pléistocènes. A plus forte raison, les cailloutis plus grossiers qui les surmontent exactement dans la position les cailloutis "terminaux" de Costière.

Le piedmont construit du Villafranchien ancien (Donau moyen):

Sur le dépôt précédent, on relève des formations argilo-limoneuses rougeâtres, très facilement ravinées lorsqu'elles ont quelques mètres d'épaisseur, incluant des galets qui deviennent plus nombreux et plus grossiers vers le sommet, assurant à la portion fine du dépôt une éventuelle protection. Ces galets comportent des schistes bleuâtres, des grés siliceux, quelques silex et chailles; mais l'élément le plus original est constitué par les lydiennes, venues de la Montagne Noire, et le plus commun, par des quartz blancs, souvent cariés et marqués de fissures que colorent les oxydes ferriques, à l'exclusion de tout élément calcaire ou basaltique. Ces limons à graviers et cailloutis qui terminent la phase d'accumulation du piedmont biterrois sont donc antérieurs aux éruptions volcaniques. S'il s'y trouve, par exception, des débris de lave, en particulier aux approches de l'Agadès, plutôt que les projections

d'appareils peu explosifs, l'on doit envisager un remaniement ultérieur (P.DEMANGEON, 1959, p.264). Quant à l'absence de calcaire, l'on peut se demander si elle ne résulte pas de l'appauvrissement pédo-logique in situ d'un stock incontestablement d'affinités alluviales (émoussé élevé et litage régulier lorsqu'on peut le lire). En fait, comme l'a noté P.DEMANGEON (1959, p.351); "on n'observe jamais ni témoins de galets partiellement dissous, ni concrétionnement calcaire en profondeur, ni altération de la stratification, ni zone de transition entre deux faciès qui se superposent suivant une surface régulière sensiblement horizontale, ni tendance particulière des sables à Palaeoryx à se décalcifier".

Ainsi, les limons sableux rougeâtres à cailloutis sili-
ceux constituent bien un niveau stratigraphique distinct des sables
entrecroisés à galets calcaires. Pourtant, à cette question près
des éléments carbonatés, le spectre pétrographique des deux forma-
tions, observable macroscopiquement est identique et à peu près
semblable l'échantillonnage des minéraux lourds. Comme le note
P.DEMANGEON (1959, p.31), "la direction des grands courants ne
s'était guère modifiée entre temps". La Montagne Noire (et acces-
soirement les Cévennes) demeurent le lieu d'origine désigné. Mais
à la Caumette (f.d'Agde), exemple type de ce cailloutis, par ail-
leurs daté grâce au Mastodon arvernensis de Coussergues, la silli-
manite, "minéral des zones profondes du métamorphisme (anatexites)",
paraît être, pour la première fois, diffusée en abondance", signa-
lant la participation de la zone axiale de la Montagne Noire lato-
sensu. Sans doute, la dénudation des vieux sols de ces hautes

terres a contribué à donner leur teinte rutilante aux limons qui accompagnent ces cailloutis et qui se définissent ainsi comme lithochromes (P.DEMANGEON, 1959, pp.341-342).

Grossièreté accrue, dépendance d'une province d'origine un peu plus lointaine et cessation de la fourniture du substrat carbonaté local, transgressivité et discordance du matériau d'un grand glacis d'épandage appuyé aux topographies aplanies inférieure de la montagne et s'étendant jusqu'à l'Etang de Thau et vers la mer, en recouvrant indifféremment la molasse, l'Astien marin et les sables à lits entrecroisés, la formation décrite, par ses caractères comme par sa position stratigraphique et sa faune, rappelle les cailloutis "terminaux" de Générac et de Surville (Donau moyen), et se montre, comme eux, antérieure à toute dissection fluviale (J.BARRIERE, 1972, pp.268-271).

L'achèvement de ce grand glacis biterrois d'accumulation correspond à une crise glyptogénique dans l'amont pays. Il est naturel de la mettre en rapport avec une crise rhexistasique et des changements survenus dans le climat. Que celui-ci obéisse à une tendance longue vers le rafraichissement est probable. Pourtant, comme il a été noté au chapitre V et rappelé plus loin, dans l'étude sous-régionale, en conformité avec les vues résumées par J.BARRIERE (1971, pp.142-144), il est plus probable que nous ayons affaire à une péjoration sèche. Reste que l'usure de la zone axiale de la Montagne Noire jusqu'au niveau du métamorphisme profond n'est guère concevable sans son soulèvement, thèse qui admet l'accord de

P. DEMANGEON (1959, p. 351), de J. BARRIERE (ibid). En ce qui concerne spécialement les Avant-Monts, il a dû prendre la forme d'une déformation épirogénique (M. GRAMAIN, 1965, p. 74).

Qu'en est-il du piedmont biterrois? C'est à cette question que répond le paragraphe suivant:

4- Système hydrographique du piedmont biterrois et constructions volcaniques:

Le tracé des organismes hydrographiques du piedmont biterrois invite à prendre en considération les effets d'un diastrophisme tardif. Mais l'étude du complexe des terrasses hiérarchisées des fleuves côtiers et des grandes rivières (notamment de l'Orb) tend à en montrer les limites dans la durée du Quaternaire. Ce que confirme la position chronologique des constructions volcaniques qui n'apparaissent nullement déformées.

a)-Le réseau hydrographique du Biterrois: problèmes des tracés:

---- La carte de ce réseau (les plus petits drains étant négligés) offre un dessin peu complexe. Du Nord-Est au Sud-Ouest du secteur, Boyne, Payne, Thongue (affluents de l'Hérault) Libron et Orb (fleuves côtiers) se montrent subparallèles, n'ayant réalisé que de médiocres concentrations du drainage à leur profit dans la traversée du Biterrois. Peu d'incidents sont repérables qui trahissent des modifications brutales intéressant les tracés. Nous avons noté celles qui concernent le Libron et le Taurou, aux niveaux des plaines d'Autignac et de St-Génies-le-Bas, et celles que

l'activité du volcan de Fontès a imposées à la Boyne. Encore faut-il souligner, à propos de ces dernières, qu'elles n'ont pas entraîné de changement notable quant à l'orientation de l'écoulement. Pour ce qui est des phénomènes de hiérarchisation, l'influence attractive de la Payne l'emporte à peine sur celle, très médiocre de la Thongue et du Libron, celui-ci, ne recevant d'affluents biterrois qu'à la sortie du "bloc" central où l'on sait que son cours s'est beaucoup moins profondément inscrit que celui des rivières voisines. Plus notable est, naturellement, le pouvoir attractif de l'Orb et de l'Hérault. Mais le premier infléchit son tracé au Sud-Est peu avant le confluent du Taurou. Finalement la carte fait apparaître la prédominance des orientations au Sud et à l'Est ou au Sud-Est.

--- On ne peut manquer d'invoquer la pente originelle de l'accumulation détritique d'âge villafranchien inférieur (Donau) où les petits drains sont nés et où les principales rivières, formées dans la Montagne Noire, soit au sens étroit (Boyne, Payne, Thongue, Lène, Libron), soit dans un sens très large (Orb), ont prolongé leur cours.

Si démantelé que soit ce piedmont, formé au Pléistocène tout à fait ancien, il a été possible d'y mettre en évidence, çà et là, des dépôts caillouteux de même composition pétrographique, mais de calibre plus grossier que l'ensemble des limons argileux-sableux à graviers et galets qui en forment l'élément terminal (J.BARRIERE, 1969, p.95). Ce sont là des traces de chenaux fluviaux ravinant l'accumulation détritique qui n'ont jamais formé des terrasses parce qu'aucune incision linéaire ne s'est effectuée in situ à leurs dé-

pens. On ne saurait mieux dire que ces dépôts étaient dans la dépendance d'organismes divagants, balayant le piedmont avant que ne s'entaillent les principales vallées et, pour ce motif même, peu postérieurs à lui, soit vraisemblablement Donau élevé.

Notons, au passage, que ces chenaux mal fixés ont dû, obligatoirement, construire des levées alluviales entre lesquelles s'élevait le niveau de leur lit ordinaire, circonstance favorable aux déversements. Or, de ces levées, malgré les calibres élevés du cailloutis, il ne paraît avoir subsisté aucune saillie dans la topographie du piedmont. Nous voyons là une conséquence de cette action de regradation qui s'exerce ordinairement à la surface des accumulations détritiques (quels que soient les processus ayant présidé à leur mise en place), favorisant leur égalisation en glaciais.

Mais il reste que c'est à partir d'autres tracés, Nord-Sud et Ouest-Est ou Nord-Ouest, Sud-Est, que s'est amorcée l'entaille qui caractérise aujourd'hui toutes les rivières biterroises et à qui le piedmont doit sa ruine.

---- Dans cette soumission à des orientations préférentielles, il est difficile de ne pas voir aussi l'influence des aires de subsidence de la plaine de l'Hérault et, singulièrement, de l'Agadès. Ainsi se trouve posé le problème de la néotectonique en ce secteur. Sans doute, l'intensité des mouvements éventuels (et concernant le Biterrois proprement dit) ne peut être qu'inférieure à celle envisagée pour la plaine de l'Hérault et le pays d'Agde; une sorte de mouvement de bascule entre ces aires déprimées

et la Montagne Noire orientale, affectée par une épigénèse d'allure anticlinoriale. Dénoncé par l'inflexion du réseau hydrographique à l'Est, ce mouvement discret a été annoncé par la faible inclinaison de la molasse et par l'édification du piedmont construit (ce dernier ayant aussi, comme on l'a vu, une signification climatique et renseignant, d'ailleurs, bien davantage sur le cadre montagneux que sur le bas pays). Enfin, il est probable que la déformation proposée était, pour l'essentiel, achevée lors de la mise en place de la plupart des constructions volcaniques, dont la signification doit être, ici, à l'instar de ce qui se passe dans le Massif Central, en règle générale légèrement post-tectonique. En prenant en compte la discontinuité des terrasses inférieures de la Thongue qui, bien développées aux environs de Pouzolles, ainsi que, plus au Sud, vers le confluent de la Lène, s'étranglent dans le segment intermédiaire, entre le Puech Pascal et le domaine de Péras, à peu près sur le passage d'une des charnières du substrat mésozoïque du Biterrois, nous avons pu (E.COULET, 1969,p.253) poser le problème d'un rajeunissement au cours du Quaternaire élevé de cette structure fossilisée. En fait, cet argument fragile ne nous paraît plus aussi convaincant. Après la période de remblaiement et de divagation, le réseau hydrographique biterrois s'inscrit profondément et, désormais, se fixe aux rares exceptions relevées plus haut et, ce qui est plus important, les terrasses développées au cours de cette phase d'entaille, rythmée par les oscillations climatiques, ne se montrent pas déformées pour autant que leur état de conservation permet d'en juger. De même, l'on sait que la subsidence héraultaise est arrêtée, au plus tard, au

Mindel (cluse de Rabieux). Il est donc raisonnable d'admettre que la néotectonique biterroise, tout comme celle de la Costière et du pays montpelliérain, n'intéresse que le Pléistocène très ancien. Il est d'ailleurs significatif que les cuvettes de tassement de Montady, Capestang, et Vendres dont on sait l'âge récent, n'aient aucune influence sur le réseau biterrois, les deux dernières pratiquement ignorées du cours de l'Aude inférieure dont il est inutile de rappeler le caractère récent et si peu attractif -- ce qui souligne leur portée toute locale.

b)-Les phases de la dissection du piedmont biterrois-
L'exemple de la vallée de l'Orb à Maraussan:

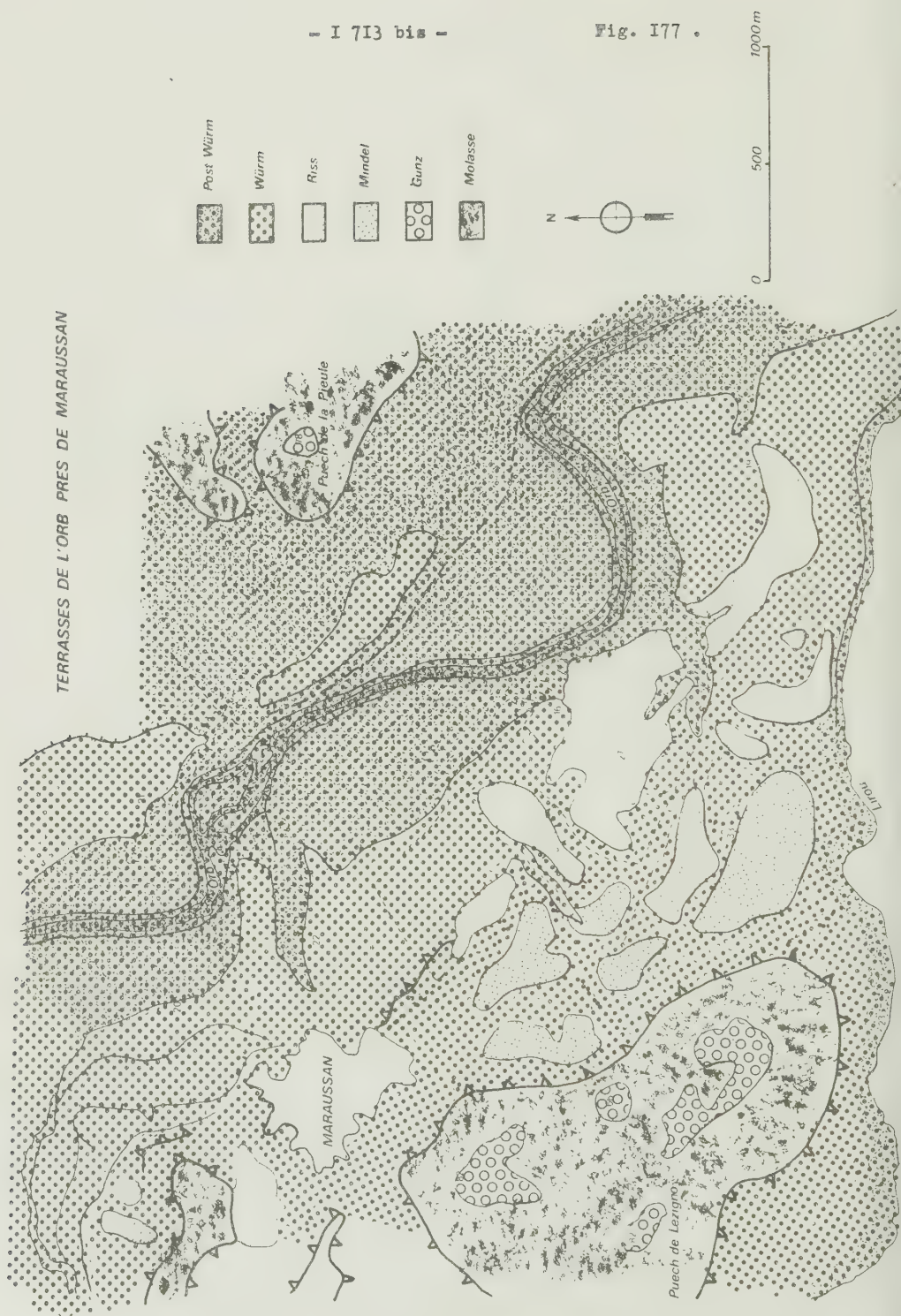
C'est dans la vallée de l'Orb qu'il est le plus aisé de mettre en évidence la hiérarchie des niveaux marquant les étapes de la dissection (J.BARRIERE, G.BOUTMYRE, J.LAZIER, P.RUTTEN, et J.VIGNERON, 1966, pp.68-69 et J.BARRIERE, 1969, pp.93-100). C'est pourquoi nous avons réservé ce secteur dans la description micro-régionale du Biterrois. D'autre part, il a été nécessaire d'y faire référence dès la partie générale de ce travail. Afin de conserver au présent développement le degré de précision souhaitable et d'éviter, tout à la fois, de répéter ce qui a été noté au chapitre V, nous avons résumé les observations que l'on peut faire aux environs de Maraussan (amont de Béziers) dans le tableau ci-joint, nous proposant d'en tirer la leçon, essentiellement par comparaison avec les enseignements de la Costière septentrionale.

Désignation	Altitude relative	Matériau	Altération pédogén. msc	Autres éléments de datation	Diagnose
Lit apparent de l'Orb (lit "ordinaire" et chenaux d'étiage)	0m.	remaniant le matériau de la très basse terrasse	pas d'altération		actuel
Terrasse de la pl. de Gaujac coïncidant avec le lit d'inondation de l'Orb	3m.	Cailloutis et sables (25%) représentant le spectre alluvial complet du bassin amont. Recouvert par le matériau de débordement post-Wülmien et actuel.	pas d'altération sensible 1 à 5 % de calcaire dans les sables.		Würm W 3
T. du Stade de Marausson niv. infr. (le jardin).	5m.	Cailloutis peu altérés roches granitoïdes en bon état. roches calcaires présentes dans le profil.	Sol légèrement brunifié d'apport alluvial calcaire Faible enrichissement en calc des marnes sous-jacentes		W 2
T. du Stade de Marausson niv. supr. susceptible d'être subdivisée en deux sous-niveaux : "le stade haut" et "la Treille".		Cailloutis faiblement mais nettement altérés roches granitoïdes en bon état. Roches calcaires présentes mais seulement dans les horizons B et C.	a) Stade haut : Sol brun médié avec ébauches de concrétionnement calcaire en profondeur. b) la Treille Sol brun rouge, faiblement fersalliti- que à réserve calcaire		Wl a/b

T. de Ste Rosalie. Ce niveau représenté en de nombreux points de la vallée n'est pas toujours aisément séparable du suivant	-13 m.	Cailloutis moyennement altérés Roches grenues rendues friables, calcaires et dolomies éliminés du profil.	Puissance du sol 2m. Type fersialiti que lessivé modal avec Bt argileux mal colmaté et Bca, au contact de G., discontinu.	R.2
T. dite du Bailli (cotes 30/34m. au-dessus du lieu dit Malr "cugasse").	-19m	Cailloutis moyennement altérés, un peu plus que ci-dessus. Roches grenues arénisées Plus de calcaires ni de dolomies dans le profil (cette dernière indication qui s'applique à tous les niveaux suivants ne sera plus répétée dans ce tableau).	Puissance du sol accrue. Même type Bt épaissi et tendant au colmatage. Bca plus net. C-alteration de la marne helvétique sous le cailloutis.	R.1
T. de Brumefer (bien représentée dans la vallée et susceptible d'être quelquefois subdivisée en deux niveaux).	-24/26m.	Cailloutis à spectre déjà passablement appauvri par l'altération.	Sol puissant de plusieurs m. le colmatage au niveau Bt, rutilant, est capable d'induire un pseudogley localement. Substrat altéré sur 1m.	Mindel a/b

T. de Tourneneige (f. de Béziers N.N.E. de la Bar-tasse), se subdivisant en deux sous-niveaux séparés par un talus de 1m50.	- 53/58 m.	Forte altération La plupart des roches gre-nues sont détruites d'où résultat, après arénisation de l'augmentation relative de la matière fine. Seules subsistent les ro-ches siliceuses massives.	Sols fersialliti-ques lessivés puis-sants de plus. mètres : A-fortement lessivé Bt argileux colmaté induisant un bario-lage de pseudogley C-altération de la marne helvétique sous-jacente.	Günz G 3 a/b
T. du Puech Pailhès (mieux représentée au N. Mouchère de Rouvignac, et au Sud : près de Vendres).	- 70 m.	Plus d'autres roches que les quartz et les grés quartzites	Egalement sols fer-siallitiques très lessivés puissants de plusieurs mètres avec épais et fort colmatage au ni-veau de Bt et altér. de la roche-mère sous-jacente.	G 2 Elephas sp. (Sérignan)
T. de Lézignac : 1,5 m seulement d'accumulation alluviale conservée.	- 76 m.	-id-	-id-	G 1
T. de la Tour St Martin cailloutis épais sur un replat helvétique (id. à Corneilhan).	- 108 m.	-id-	Sous le cailloutis épais, sans épais-seur, la marne hel-vétique est pro-fondément altérée.	G O/D ?

----- L'on sait que celle-ci, par opposition à la Costière méridionale offre une certaine homogénéité dans la composition du spectre pétrographique des alluvions accumulées. Tout de même, les apports gardoniens s'y mêlent à ceux du Rhône, en proportions localement variables et il semble bien que, très minoritaires, l'on puisse déceler, çà et là, quelques additifs d'origine durancienne. En ce qui concerne l'Orb, le stock alluvial paraît avoir connu une homogénéité parfaite pendant toute la durée des temps pléistocènes, en deçà du Donau, conséquence de la fixité du tracé montagnard et immédiatement submontagnard. Etudié dans le lit actuel au pont de Réals, par H.GONORD et P.LEMPERIERE (1966), il fait apparaître une grande variété de roches en provenance de la Montagne Noire, entendue dans le sens large que les géologues donnent à cette dénomination, des formations rognaciennes et bartoniennes originaires du secteur de Cessenon-Causse-et-Veyran, à quoi il faudrait ajouter, à l'aval du point de prélèvement, des calcaires à Alvéolines, amenés de l'Ouest par les affluents de la rive droite. Non seulement le lit actuel ne comporte aucun faciès qui ne se trouve représenté dans les terrasses, mais celles-ci sont riches de roches (pegmatites, gneiss, granites, granulites, basaltes et calcaires dolomitiques) qui manquent dans le lit actuel. J.BARRIERE (1969, p.96) suppose que l'explication de cette curieuse différence réside dans le fait que l'Orb actuel ne véhicule que peu d'alluvions nouvellement fragmentées et émoussées et s'encombre, en réalité, d'emprunts latéraux effectués aux dépens des terrasses elles-mêmes. De la sorte, les roches fragiles, incluses et altérées au sein de ces dernières,



n'auraient pas supporté une nouvelle mobilisation. Il reste que, cette homogénéité, d'une part, la stabilité post-Donau du piedmont Biterrois, d'autre part, laissent les oscillations climatiques seules responsables du riche système de terrasses de la vallée de l'Orb.

----- Le tableau précité fait apparaître 10 terrasses principales et localement, 14, si l'on tient compte des dédoublements. Ces chiffres évoquent les dénombrements effectués en Costière. Une seule de ces terrasses (Bramefer) a livré, en place, un outillage acheuléen. Par ailleurs, des vestiges d'Eléphant (non déterminés) ont été recueillis à Sérignan (J. PAILLARD, 1968, p.95). Ainsi, le nombre des niveaux est fort comparable, bien que la récolte archéologique et paléontologique soit plus maigre, à celui que l'on établit en Costière et, outre l'étagement, comme dans ce dernier "pays" languedocien, le principal argument de valeur stratigraphique sera fourni par le degré d'évolution des paléosols. De ce point de vue, et de façon tout à fait comparable avec la Costière septentrionale, la chronoséquence proposée par la pédologie se résume en trois types principaux, moins démultipliée, par conséquent que ne l'est la hiérarchisation altimétrique. Toutefois, se référant à un spectre pétrographique plus diversifié, le Biterrois montre un appauvrissement plus net des composantes des nappes alluviales pour les niveaux les plus anciens, par disparition progressive des matériaux les plus facilement altérables, tandis qu'augmente parallèlement le pourcentage de la matrice fine, surtout caractérisée par sa fraction siliceuse, et cela jusque dans les horizons B, la roche-mère elle-même se révélant profondément altérée pour les entités les plus anciennes.

Il n'est pas aisé de classer chronologiquement les alluvions dispersées sur Helvétien décomposé de la très haute terrasse de la Tour-St-Martin (f. de St-Chinian) dont l'équivalent se retrouve, à la même altitude relative de 108 mètres, près de Corneilhan: l'on peut légitimement hésiter, à notre sens, entre un Günz très ancien et un Donau supérieur qui serait à mettre en parallèle avec le cailloutis ravinant de St-Gilles, de toutes façons antérieur au rivage sicilien proche de cette ville.

Par contre, on peut rapprocher, sans hésitations, les terrasses de Lézigno, du Puech Pailhès et de Tourneneige (f. de Béziers), aux altitudes relatives respectives de 76,70 et 53/58 mètres, par rapport à la vallée de l'Orb, avec les accumulations d'âge Günz de la Costière (Garons, Bouillargues-Bolchet, Meynes-Prends-te-Gardes). Vingt mètres séparent la plus élevée de la plus basse, représentant le résultat cumulé des incisions linéaires interstadias. Le matériau alluvial qui les concerne est très appauvri et tend à se réduire aux quartz et aux quartzites. Leur paléosol est du type fersiallitique très lessivé, à horizon Bt fortement colmaté induisant un pseudogley bariclé et, tandis que les signes de troncature superficielle sont patents, la roche-mère sous-jacente a été attaquée sur plusieurs mètres. Enfin, ces terrasses ne se présentent plus qu'en lambeaux, conservés au sommet de buttes (puechs), par l'inversion du relief, par suite de la destruction des flancs de la vallée sur lesquelles s'appuyaient. Cependant, si démantelées soient-elles, on en retrouve les traces de la cluse de Réals jusqu'à la mer où elles tendent à converger (leurs pentes respectives étant de 4,5; 4,2; 3,5%)

vers le plateau de Vendres (altitude absolue 18 mètres) dont elles constituent peut-être l'essentiel).

Avec la terrasse de Bramefer (altitude relative, 24/26 mètres au-dessus de l'Orb, selon celui de ses deux sous-niveaux que l'on prend en considération, soit un creusement intermédiaire de 27 à 29 mètres depuis le niveau de Tournoncoig), commence la série des terrasses moyennes. Le degré d'appauvrissement du cailloutis où roches grenues et gneiss sont difficilement identifiables, l'épaisseur du paléosol atteignant plusieurs mètres, son type fersiallitique lessivé modal, mais avec un horizon Bt puissant, rutilant, assez compact pour autocriser, par place, un pseudo-gley, lui confèrent une certaine ancienneté. Il s'agit probablement d'une formation mindélienne, équivalente de la grande terrasse de Bellegarde en Costière septentrionale, ce qui est en accord avec l'outillage acéuléen. Avec une pente de 2,4% qu'ils permettent de calculer, on repère ses témoins largement étalés à mi-hauteur entre les puechs et le thalweg, en amont et à l'aval de Maraussan. Elle se manifeste encore en bordure Nord-Est du plateau de Vendres, vers Sauvian, à l'altitude absolue de 12 mètres.

Les terrasses du Bailli et de Ste-Rosalie (f. de déziers), altitudes relatives de 19 et 13 mètres, respectivement, forment des niveaux intermédiaires, bien développés en rive gauche, depuis le secteur du confluent du Taurcu jusqu'à Lignan, et, en rive droite, au Sud de Maraussan, soit des pentes respectives de 2,6 et 2,3%. Du fait des confluences qui viennent à l'Orb, ces niveaux sont fréquemment sculptés en éperons (St-Louis, f. de St-Chinian; cote 30 au-

dessus de Malafougace, f.de Béziers). Depuis l'étape mindélienne, l'entaille intermédiaire de la vallée est de 5 et 11 mètres. L'appauvrissement du matériau alluvial apparaît réel mais modéré, privé qu'il est de ses éléments calcaires et dolomitiques, mais non des roches grenues et des gneiss qui s'avèrent, cependant, friables ou arénisés. Le paléosol, n'excédant guère 2 à 3 mètres de puissance, est du type fersiallitique moyennement lessivé modal, avec horizon Bt argileux peu ou non colmaté et horizon Bea net, selon les cas continu ou non, une éventuelle altération de la roche-mère sous-jacente étant localement constatée. Ces terrasses sont comparables aux niveaux élevés de Beaucaire, pour l'environnement de la Costière, soit d'âge Riss. Comme ceux-ci, elles pongent sous les dépôts post-glaciaires à actuel de la plaine d'inondation à une certaine distance de la mer, exactement près de Sérignan, à 9 mètres d'altitude absolue.

Non moins faciles à discerner dans le paysage, et plus continues sont les terrasses du stade de Maraussan (n^{os} 1 et 2) et la terrasse de la plaine de Gaujac (f.de Béziers et de St-Chinian) aux altitudes relatives de 8,5 et 3 mètres, respectivement. L'entaille verticale interglaciaire, comptée à partir de l'accumulation ris-sienne, est donc de 10 mètres. Les roches granitoïdes y sont en bon état, le calcaire s'y montre présent dans tous les horizons des deux plus basses et n'est éliminé que dans les termes supérieurs de la plus élevée, ne montrant ainsi qu'une altération incipiente du matériau. Le paléosol des deux sous-niveaux élevés du stade de Maraussan évoque un sol brun méditerranéen (sols fersiallitiques à

réserve calcaïque nodal, à sols faiblement fersiallitiques à réserve calcaïque; celui du bas-niveau du même lieu-dit est seulement légèrement brunifié. D'extension plus large pour les niveaux supérieurs, particulièrement en rive gauche, ces terrasses évoquent les bas niveaux ucaire et comme eux disparaissent rapidement (s ..., à l'altitude de 15 mètres) sous les li-
tement post-glaciaires et modernes. Leur pente est
aro de 2,5%. On peut raisonnablement rattacher les deux
sous-niveaux élevés du stade de Maraussan et le niveau bas du même lieu-dit aux phases principales du Würm et la terrasse de la plaine de Coujac, encore classiquement recouverte par les crues actuelles, au Würm tardif (Würm III ?).

Enfin, comme en Costière, les glacis de raccord entre les différents niveaux de terrasses, celles trop anciennes pour avoir conservé l'abrupt de leur balcon, doivent retenir l'attention. Ils portent deux types de sols (J. BARNIERE, G. BOUPEYRE, J. LAZIER, P. RUTTEN et J. VIGNERON, 1966, pp. 68-69). Le premier observable sur des colluvions fossilisant les terrasses caillouteuses du stade d Maraussan, montre un horizon supérieur décarbonaté et des concrétions calcaires un peu plus profondes. Le second, affectant les talus de raccordement entre le puech de Lézigno et la terrasse de Bramefer, se montre lessivé dans les horizons A, avec un horizon B₁ d'accumulation argileuse rutilante et un horizon Bca à grosses concrétions calcaire . Evoquant d'assez près le paléosol du glacis mindélien récent à rissien de la plaine de Mauguio, il présente comme à Vendargues, de spectaculaires crotovinas. Sans doute à

cause de cette similitude, il a été proposé (ibid), pour ce paléosol, un âge relevant de l'inter-glaciaire Mindel-Riss ou d'un interstade du Mindel, tandis que le précédent, affectant une formation qui fossilise un rivage tyrrhénien, à Vendres, serait attribuable au grand interstade séparant le Würm II du Würm III. En réalité, nous ne sommes nullement certain qu'on puisse, dans tous les cas de glacis de raccord présentant des types pédologiques similaires, parvenir valablement à des affectations chronologiques aussi précises. Il faut, à notre sens, tenir compte de trois facteurs susceptibles de moduler l'intensité de l'évolution pédologique, savoir: 1)- la texture du matériau, dont la matrice fine, lorsqu'elle est abondante, par remploi des couvertures des terrasses élevées, peut favoriser, aux cours de phases climatiques adéquates et plus ou moins tardives, eu égard à la mise en place de la colluvion, l'habitat d'animaux fouisseurs dont l'activité est à l'origine des crotovinas (néant pas prouvé que tous les crotovinas bas-languedociens soient contemporains); 2)-la préaltération, phénomène normal, puisque les colluvions résultent du démantèlement d'anciens sols très caractérisés, et qui explique la vitesse accrue de l'évolution pédologique après transport (cas des formations sur glacis de raccordement à horizon A très lessivé, forte accumulation argileuse de l'horizon Bt et grosses concrétions calcaires de l'horizon Bca); 3)- le réapprovisionnement en calcaire, aux dépens de la molasse miocène lorsque celle-ci est érodée sur le talus de transition entre deux niveaux et que la colluvion demeure mince (cas des sols décarbonatés en surface, mais à net concrétionnement calcaire peu profond). Sauf

à noter que le phénomène d'apport éolien compte peu en Biterrois, l'on voit combien les réflexions qui précèdent évoquent les processus étudiés en Costière.

Du point de vue de la morphologie climatique, nous considérons donc le rapprochement entre ces deux "pays" comme extrêmement suggestif d'une similitude dans leur évolution. D'un autre côté, on aura relevé qu'en Biterrois, les terrasses les plus récentes disparaissent les premières, à une distance linéaire d'environ 15 kilomètres de la mer, suivies, dans l'ordre le plus rigoureux, par les plus anciennes, sous le remblaiement fluvial, progressif et régressif, induit à partir de la transgression flandrienne. Même en aval de Béziers, ce remblaiement fin n'est qu'un masque qui dissimule mal le niveau caillouteux du Würmien tardif, peu différent de l'altitude du lit actuel, ce qui ne va pas sans laisser à penser que le rivage du Würmien III n'était peut-être pas très éloigné de celui d'aujourd'hui.

Des remarques semblables, relatives au passage des terrasses sous les alluvions fines post-glaciaires et à la situation de la nappe caillouteuse du Würmien tardif, peuvent être rapportées pour les cours inférieurs du Libron, de la Thongue près de Montblanc, de la Peyne à l'approche du confluent dans l'Hérault -- toutes vallées dans lesquelles on suit bien les bas niveaux würmiens et éventuellement rissiens mais où les terrasses supérieures se réduisent à des replats raccordés par de doux glacis qui découpent les hauts versants en autant de gradins conduisant à la surface sommitale dé-

gradée du "bloc" central du Biterrois. L'on a vu que la même plongée des terrasses était également caractéristique de la plaine de l'Hérault (chapitres V et VI). Mais là, en quelque sorte formant frontière entre la vallée de ce fleuve et le Biterrois proprement dit, les laves ou les ejecta offrent un élément supplémentaire de datation.

---- L'on ne mentionnera que pour mémoire les données chronologiques déjà connues, relatives à ces manifestations volcaniques. L'on sait qu'elles concernent de petits appareils de dynamisme strombolien. Fréquemment, les émissions ont débuté par des tufs faiblement explosifs, lités ou non, puis se sont poursuivies par l'éjection de scories et l'effusion d'avares coulées de laves mélanocrates. La taille réduite des constructions suggère une édification très brève de quelques mois à quelques années à peine. Le volcanisme du Bas-Languedoc représente donc un bien modeste prolongement de celui de l'Aubrac, relayé par les petits points de sortie des Causses et ceux, plus spectaculaires, de l'Escandorgue, du Lodévois, et même de la Montagne Noire orientale. Il s'en suit que le fonctionnement des bouches s'est trouvé décalé, dans le temps.

Parmi les éruptions datées, celles de St-Thibéry paraissent les plus récentes: 680 000ans $\pm$ 60 000 (FRECHEN -Bonn - et H.J.LIPPOLT - Heidelberg- in A.SALLELES, 1957, pp.48-51). L'on sait que le basalte qui est issu de ce volcan recouvre, à la Cave coopérative de St-Thibéry, un dépôt de terrasse caillouteuse fortement altéré, attribuable au Günz, et, légèrement en contre-bas, dans le plancher de la carrière des "Roches bleues", le cailloutis d'une

autre terrasse plus récente qui a livré *Equus caballus* et le Rhinocéros de Merck (A.SALLELES, 1957, C.R.S.G.F. n°9) et qui appartient au Mindel (J.BARRIERE, 1970, pp.14-20).

Les constructions variées du volcan d'Agde comportent des tufs qui, à Capistol, recouvrent les éléments d'une terrasse de galets dont l'altitude (25 mètres) et l'état d'évolution du paléosol sont assimilables à ceux de la formation d'âge Günz de St-Joseph. La datation absolue, donnée par les mêmes chercheurs qui ont fixé la chronologie de St-Thibéry, est de 740 000 ans $\pm$ 70 000.

Plus ancien est le volcan de Valros (1,6 million d'années. selon F.J.LVERDEN, cité par F.BOURDIER, 1965) qui repose, en partie, sur le cailloutis à Mastodon arvernensis dit "de Coussergues", au paléosol ancien, lui même raviné par le basalte envahissant l'ébauche d'une entaille fluviale, première esquisse du réseau hydrographique. Il est donc postérieur à l'édification du piedmont biterrois (a fortiori à la mise en place des sables à *Palaeoryx cordieri*), contemporain des débuts de la dissection fluviale, antérieur à la formation "St-prestienne" de St-Martial qui, du reste, contient des galets d'origine magmatique (F.DEBANGEON, 1959, p.251 et J.BARRIERE, 1970, p.20).

Il est possible que certaines bouches des environs de Gabian soient plus anciennes encore, comme nous l'avons relevé ci-dessus après Mme GRAMAIN (1965) qui rapporte la détermination d'une aimantation de sens inverse obtenue par A.ROCHE, désignant un âge villafranchien assez ancien.

Les laves sont nettement basiques, "allant du type labradorite au type limburgite, en passant par un basalte à andésine et pyroxène qui constitue la majorité des gisements (B.GEZE, et E.JEREMINE, 1961, pp.692-694). D'un point de vue géochimique, l'on peut estimer que les émissions volcaniques des Causses et du Bas-Languedoc dérivent du même magma basaltique fondamental, mais auraient été, d'une bouche à l'autre, modifiées au cours de leur mise en place "par l'assimilation plus ou moins poussée de roches basiques ou ultra-basiques", sans oublier les contaminations par les terrains sédimentaires traversés. C'est ainsi que, dans les Causses, apparaît en dehors d'enclaves de gabbros assimilés dans le tréfonds, la leucite qui résulte de la digestion des calcaires et dolomies au contact des cheminées (JEREMINE et B.GEZE, 1961, p.694).

Ces caractères pétrographiques et la fluidité des coulées évoquent un vase magmatique basique et une activité liée à une tectonique de distension. De fait, la géophysique nous apprend (Cl.ALLEGRE, L.DOUSSAUNT, P.MELCHER et F.PROUST, 1964, pp.113-116) que la zone basaltique n'est qu'à 19 kilomètres de profondeur et seulement à 25 la discontinuité de Mohorovicic. Il s'agit donc d'une région où la croûte terrestre est singulièrement amincie et où l'on peut supposer une "crête basaltique" étroite, la magma s'élevant dans "un réseau filiforme". On s'expliquerait ainsi l'un des paradoxes du volcanisme languedocien: la pauvreté des épanchements de laves fluides, de surcroît liées à des efforts de distension, alors qu'en règle générale, ces caractères postulent l'é-

norme abondance des émissions dites "fissurales". Encore faut-il rappeler qu'en pays montepelliérain, le volcanisme avorte bien plus spectaculairement, réduit au modèle laccolithique.

L'irruption de ces activités profondes à la surface, ou près de la surface, lors même que le diastrophisme du Villafran-
chien ancien paraît s'être assoupi et que tendent à prédominer les agents climatiques du modelé, marque tout l'intérêt de la compétition des forces internes et des forces externes qui n'ont, pour ainsi dire, jamais cessé de se combiner dans la morphogenèse languedocienne. C'est faire là une remarque qui ne manque pas de portée, au moment d'aborder notre conclusion générale.

CONCLUSIONS

Ce travail couvre deux objectifs: l'étude morphogénétique des plaines et Garrigues du Bas-Languedoc "du Gardon à l'Orb", considérées dans leurs relations avec leur cadre montagneux et avec leurs confins provençaux et roussillonnais, soit dans un cadre large; la description régionale de ce même Bas-Languedoc, dans son cadre étroit.

L'on a pu voir l'intérêt de la perspective élargie qui concerne la première partie. Elle tend à établir l'unité d'ensemble de l'évolution d'une bonne partie du Sud-Est français et contient l'essentiel de nos thèses (chapitres I à V).

La deuxième partie (Chapitres VI à IX) tend à vérifier la validité de ces thèses, au plan du détail, et à en moduler l'application, en fonction d'une certaine diversité sous-régionale, satisfaisant du même coup au second objectif.

Au terme d'un texte abondant, il est nécessaire de regrouper les principaux acquis, tant au niveau de l'ensemble que relativement au cadre sous-régional, en mesurant le degré de précision ou de certitude qu'ils offrent, relativement aux données du problème posé.

---- De ce problème, rappelons, ici, les termes:

1)-La présence, en terrain calcaire, de surfaces d'aplanissement étagées, oeuvres du modelé subaérien, depuis longtemps répertoriées dans la littérature, mais diversement interprétées, et beaucoup plus dégradées qu'on ne le note ordinairement.

2)-La réalité, non moins obsédente, d'une structure complexe, visible à la faveur de la coupure des canyons ou sur les bords des "bassins" de Garrigues, évidés en roche tendre, et dont les caractères spectaculaires révèlent que sa mise en place a été réalisée sous l'influence de forces tectoniques d'intensité élevée. A faible altitude, et comme en basse Provence, on a la surprise de rencontrer des types structuraux évoquant le Jura ou les pré-Pyrénées.

3)-Tant du fait de la structure que de celui de l'érosion différentielle, récente à l'échelle des temps géologiques, résulte un compartimentage du terrain qui est peut-être le trait fondamental le plus notable des paysages languedociens. Il justifie le nombre élevé des subdivisions incluses dans la partie régionale. A ne pas se contenter d'une vision d'ensemble, à aborder le point de vue descriptif et sectoriel, il fallait, non sans procéder à des regroupements homogènes (pays montpelliérain, hautes Garrigues de l'Hérault, du haut Vidourle moyen, pays d'Anduze et d'Alès, pays du bas-Vidourle moyen, pays Nîmois, Biterrois), consentir à progresser unité par unité selon un cheminement méthodique.

----- Encore est-il nécessaire de prendre conscience du rôle joué par les nuances lithologiques et par les particularités structurales dans la physionomie propre à chaque ensemble sous-régional. Ce sont ces éléments de diversité qui ont rendu compte, dans chaque cas, de l'extension, de la hiérarchie dans l'étagement, de l'état de conservation des surfaces d'aplanissement, presque toutes héritées des temps tertiaires ou antérieurs; ou encore, de l'importance des coupures et des évidements différentiels commandés par un réseau hydrographique dont il a fallu justifier les tracés; et, à partir de là, la gamme plus ou moins complète des formes et formations quaternaires, inégalement développées et typiques, soit en position de piedmont, soit accompagnant les thalwegs; sans oublier les phénomènes karstiques, toujours difficiles à replacer dans l'évolution morphogénétique. Autant dire que nous ne pouvons pas songer à privilégier les thèmes de la morphologie climatique par rapport à ceux de la morphologie structurales, quitte à faire de longs emprunts à une recherche proprement géologique, dont l'acquis a été largement renouvelé dans les cinq derniers lustres, avec des révisions et des précisions stratigraphiques qui l'enrichissent chaque année. Même dans ce domaine, en raison du retard apporté à la parution des feuilles géologiques de détail et à celle de leurs notices dont certaines ne sont sorties qu'une fois notre rédaction achevée (Sommières, Nîmes), nous avons dû hasarder, parfois, notre propre interprétation.

C'est donc à un essai d'explication morphogénétique globale du relief languedocien, en relation avec son environnement, et à une description sous-régionale systématique qui n'existaient guère jusqu'ici, que nous avons procédé. Que faut-il en retenir d'essentiel?

1)-L'évolution morphogénétique d'ensemble:

La répartition, l'état de conservation des surfaces d'aplanissement, les phases de dissection (canyon et sculpture différentielle), le phénomène karstique ressortissent à un ensemble de conditions paléogéographiques héritées où les anciens milieux bioclimatiques ont leur part, mais qui s'expriment directement dans la lithologie et la structure.

A-Les enseignements de la lithologie:

1-La gamme extrêmement variée des faciès présente des intérêts morphologiques et morphogénétiques différents:

a)-Le socle anté-triasique:

Il n'intéresse notre sujet qu'indirectement: dans la mesure où nous nous sommes préoccupé de l'encadrement montagneux du Bas-Languedoc, d'une part; dans celle où nous avons soupçonné, d'autre part qu'à diverses reprises, une tectonique de socle s'était combinée ou avait alterné avec une tectonique de couverture, dans le cadre propre de notre étude. Sans revenir ici sur les aptitudes des roches plutoniennes et métamorphiques et sur celles, différentes, des séries paléozoïques sédimentaires, c'est donc pour sa participation aux mouvements d'ensemble et sa subdivision en cloveaux (dont

nous nous sommes efforcé de montrer que les limites transparaissent plus ou moins nettement en surface) que nous lui avons porté intérêt.

b)-Faciès sédimentaires et succession stratigraphique:

En nous appuyant sur les minutieuses analyses des géologues, nous avons porté, pour la série qui succède au Trias inclus, une grande attention aux variations, quelquefois infimes, tant latérales que verticales, des faciès. Nous en attendions la justification de leurs réactions, d'un côté aux agressions externes dans le cadre des systèmes bioclimatiques successifs, de l'autre aux contraintes internes, compte tenu, dans ce dernier cas, de la pression "isostatique" des terrains surincombants.

Mais, à partir de la bauxite (en gros aptienne) et jusqu'au Quaternaire compris, sans que les roches continentales, lagunaires ou marines, cessent d'offrir un intérêt par leur réaction aux forces qui les travaillent, certaines apportent un enseignement nouveau du fait de leur valeur corrélative, soit en relation avec un milieu climatique, soit en conséquence d'une phase orogénique.

De ce point de vue, leur position stratigraphique prend une importance toute particulière et nous nous sommes efforcé de tenir compte; de la réduction récemment pratiquée en ce qui concerne le Bartonien; de la définition de la limite régionale Eocène/Oligocène au niveau des grès de Célas, largement précisée grâce à la phytopaléontologie; de la distinction entre l'Oligocène inférieur

dit conglomératique et le Stampo-Aquitaniens; ce dernier plus largement répandu et significativement situé qu'on ne le pensait; de la définition d'un Pléistocène tout à fait inférieur, succédant immédiatement à l'horizon à Potamides Basteroti.

c)-La notion de substrat mésozoïque;

Au contraire de ces terrains à valeur corrélatrice, les affleurements mésozoïques marins (qu'on peut néanmoins interpréter paléo-climatiquement et diastrophiquement) constituent, en quelque sorte, l'ossature de notre région: ce que nous avons appelé le substrat secondaire -- par opposition au socle pré-triasique-- sur lequel reposent les dépôts paléogènes lacustres, les voiles néogènes transgressifs et les formations pléistocènes de caractère superficiel. Si l'on y joint les calcaires lutétiens et les grès ou calcaires-moellons de la molasse qui approchent ou dépassent la centaine de mètres de puissance, c'est donc essentiellement sur ces terrains mésozoïques que s'étalent les aplanissements et leurs dégradations appalachiennes ou fluvio-karstiques, dans leur masse que se développent les réseaux souterrains, sur leur tranche que se profilent les grands versants structuraux ou réglés.

2)-Les enseignements de la série mésozoïque:

L'on aura noté que la proportion du composant carbonaté y est écrasante jusque dans les marnes. En contre partie, le fer et la silice jouent un rôle très secondaire.

a)-Le Trias de "faciès germanique" n'intervient, à l'af-

fleurement que dans l'aire subcévenole. Les grés de base y forment placage sur le socle, signalant la discordance et l'aplanissement post-hercynien, jamais tectonisé. Les argiles gypseuses du Keuper salifère du "faciès lagunaire ou subsident" sont à l'origine des phénomènes disharmoniques (laminage et bourrage) des régions de Sumène et d'Anduze. Leur élimination justifie "l'ancrage" des massifs du "complexe chevauchant" (Gardiole). La partie moyenne du système est franchement calcaire et donne des surfaces structurales en secteur alésien.

b)-Le Jurassique (Lias y compris) offre toute la gamme des roches carbonatées: des calcaires purs aux dolomies et aux marnes. Les calcaires siliceux sont beaucoup plus rares et demeurent généralement confinés dans le Lias inférieur et le Dogger (niveaux à chailles du Bajocien).

----- L'on sait que les conditions de la sédimentation qui sont celles d'une marge hercynienne de la mer péréalpine, permettent, presque à chaque étage, d'opposer deux milieux marins.

A l'Ouest, un domaine sublittoral à nérotique, encombré de hauts fonds, quelquefois d'archipels émetteurs de matériaux terrigènes (calcaires gréseux, calcarénites, avec imprégnations de silice, hard-grounds durcis, enduits de phosphates ou tapissés d'oxydes ferriques), milieu où pullule la vie (calcaires construits et bioclastiques, fréquemment dolomitisés, peut-être à partir de la magnésie synsédimentaire du Trias sous-jacent), zone de couches relativement minces que la mer abandonne définitivement peu après

la fin des temps jurassiques (les couches du Crétacé inférieur conservées au contact n'ayant pas de caractère franchement littoral).

A l'Est, un domaine d'affinités pélagiques, aux faciès plus puissants, de texture plus fine, de porosité réduite, plus homogènes, témoignant de conditions évoquant la "mer ouverte", sans qu'on puisse lui attribuer de grandes profondeurs certaines, compte-tenu de l'intervention possible d'une subsidence synsédimentaire. Le fer distribué dans le sédiment y est à l'état ferreux. Ce domaine demeure submergé par les mers crétacées.

C'est seulement dans le domaine intermédiaire que l'on peut écrire que les marnes l'emportent à la base de la série jurassique alors que les faciès calcaires dominent au sommet, l'étage toarcien justifiant l'inversion du relief de la combe de Murviels, comme certains phénomènes de disharmonie des structures plissées pyrénéo-provençales.

Mais bien longtemps auparavant, les oppositions rappelées ci-dessus constituaient déjà l'indice d'une importante instabilité synsédimentaire. En effet, l'on ne tirerait des hauts fonds précités d'autres indices que relatifs à des variations d'origine purement océanographiques s'ils ne se montraient curieusement récurrents, en des secteurs bien déterminés: zone du Mouthoumet, Montagne Noire au sens large, "dôme" de Gornières, environnement du Lozère. Ainsi peut-on mettre en évidence une "ride proto-cévenule", flanquée à l'Est, d'une sorte de contrefort qui peut s'étendre, en

latitude, des Vans à Anduze et, en longitude, jusqu'à Barjac, bordé par un talus continental relativement raide, le bassin des Causses, à l'Ouest, étant apparemment moins dénivélé. A reconstituer la répartition des faciès, étage par étage, et à les interpréter paléogéographiquement, comme l'a fait M. GOTTIS (1957-64), on peut suivre les mouvements de cette ride, tantôt s'élevant, tantôt s'abaissant; tantôt le Lozère surgissant seul, tantôt le "dôme" de Gorniers, parfois les deux ensemble. Si le jeu de quelques failles caussenardes a pu être mis en évidence, durant les temps jurassiques, le diastrophisme qui est ainsi dénoncé, prend allure essentiellement épirogénique: des mouvements à moyen rayon de courbure qui ne peuvent qu'intéresser l'ordonnance des claveaux du socle.

----- Nous en avons précisé les périodes de culmination: "agitation" liasique, petite crise du Dogger, ample mouvement correspondant à la régression divésienne. A ces moments, la mer péri-alpine communique mal avec le bassin des Causses où se développent des faciès originaux, parfois lagunaires (formation "à plantes" du Sinémurien, couches ligniteuses à stippites du Bathonien inférieur).

A l'inverse, les périodes d'effacement des hauts fonds, vouées aux épisodes transgressifs (Domérien-Toarcien; Bathonien supérieur-Callovien; Argovien -Séquanien) correspondent à une véritable "banalisation" des faciès qui s'enrichissent en marnes.

Après le Séquanien, justement, la mer jurassique amorce un retrait progressif justifiant la prédominance fréquente des calcaires bioclastiques dans le Kiméridgien et le Portlandien au sein desquels la répartition des faciès (Pürbeckien dans la Séranne, récifal dans l'Ouest et le Sud du Bas-Languedoc, moins résistant et dit "à Céphallopodes", dans une aire plus orientale) est significative, le Berriasien assurant la transition avec les temps crétacés.

c)-Les terrains crétacés:

----- Au crétacé inférieur prédominent les faciès marneux et marno-calcaires. Les marnes valanginiennes, en particulier, jouent un rôle essentiel dans l'évidement d'un certain nombre de "bassins" des hautes Garrigues ou des pays du bas Vidourle moyen: "bassin" synclinal de Ganges, "bassins" monoclinaux de Notre-Dame-de-Londres et de Pompignan, ou "alvéoles d'érosion" de Valflaunès, Lauret et Claret, combes de Fontanès (Hérault) et de la Vaunage, dôme arasé de Lédignan. Toutefois, selon une sorte d'alternance, réapparaissent, au sommet de chacun des étages du système néocomien, des signes de hauts-fonds (calcaires zoogènes et graveleux du Berriasien supérieur, calcarénites et faciès "miroitant" du Valanginien en pays de Montpellier, de St-Martin-de-Londres et de Lunel, faciès "à débris" de l'Hauterivien terminal, en pays nîmois, faciès urgonien du Barrémien, plus nettement récifal en pays rhodanien, le type urgonide tendant néanmoins à envahir localement le sous-étage inférieur, plus nettement crayeux en pays d'Alès). La répartition de ces calcaires bioclastiques témoigne d'un certain diastrophisme qui accompagne le retrait de la mer vers le Nord et le Nord-Est, cependant qu'au Sud

d'autres calcaires construits se mettent en place avec l'Urgo-Aptien pré-pyrénéen, représenté dans la Montagne de la Clape. Ainsi commence à se dessiner l'isthme durancien.

Il persistera tout au long du Crétacé moyen et supérieur, de sorte que les terrains marins formés pendant cette période dans la région uzégeoise gardent, par rapport à notre terrain, une situation marginale et présentent des faciès littoraux, prolongés jusque dans le secteur nîmois qui en garde la trace discrète, par des formations continentales (Fougeras). En ce qui concerne notre sujet, leur rôle est surtout d'avoir essaimé des éléments détritiques de remploi, véhiculés par des flux en provenance du Nord-Est et incorporés de nouveau dans les sédiments tertiaires de grand transport. Parmi eux, les grès quartzites "taviens" (cénonaniens) ont, de ce dernier point de vue, la plus grande importance.

Plus au Sud, à l'Aptien et au début de l'Albien, sur une plateforme continentale, se déposait le matériau originel de la bauxite, enlevé en phase de rhexistasie (mais après une longue période de préparation biostasique) aux altérites couvrant les roches du socle en affleurement et transporté sur un biseau d'érosion (nivellement de l'anticlinal anté-aptien de Poussan). De courts épisodes de régression en permettaient la latéritisation en plaine de niveau de base, ce qui dénonce un type de climat chaud à saisons pluvieuse et sèche alternées et suppose de faibles pulsations diastrophiques (P.J.COMBES, 1969). Mais la diagenèse s'en est longtemps poursuivie, en relation avec le drainage du "mur" carbonaté et plus ou moins anciennement karstifié. Par ailleurs, le caractère tardif

du "toit", en Bas-Languedoc, explique les remaniements, sur courte distance, de ce minerai "para-autochtone" et justifie le fait qu'il signale une plaine d'érosion fluvio-karstique peu distincte de la surface fini-crétacée et infra-tertiaire.

3-Les enseignements des dépôts tertiaires (y compris Begudien et Rognacien).

a)-Leurs intérêts morphologiques divers;

Contrairement aux terrains mésozoïques qui constituent l'ossature du relief languedocien, les terrains néozoïques demeurent confinés dans des "bassins" tectoniquement abaissés (synclinaux : St-Paul-et-Valmalle, St-Martin-de-Londres, Liouc, Vézénobres, St-Chartes, St-Mamert, Sommières, Alzon-Bas-Gardon ou fossés: Aniane et Bas-Hérault, Montbazin- Gigean, Sainton, Fertalières, Antonègre, la Boissière, Vailhauquès-Montarnaud, Montoulieu, Alès). Leurs affleurements, plus exigus, moins puissants, plus contrastés, offrent rarement l'occasion de se déployer à des surfaces d'aplanissement bien conservées, de se dresser à d'amples versants structuraux, de s'enfouir profondément ou durablement aux eaux karstiques. Seuls le calcaire lacustre lutétien et la molasse miocène gréseuse ou calcaire sont, localement, dans ce cas (en particulier, exurgences du Lutétien et karst à joints horizontaux de la molasse).

En contre-partie la répétition des "binômes" roche dure / roche tendre, y est propice à la mise en valeur différentielle, mais sur un mode menu; c'est le domaine des petites corniches (barres de hog backs et micro-crêts ou micro-cuestas), dominant des talus

sculptés en glaciais dont la couleur jaunâtre, rutilante ou légèrement verdâtre (dans le cas des marnes miocènes) tranche sur le blanc des calcaires avoisinants.

En outre, les faciès détritiques sont nombreux dans cet ensemble mis en place au long d'une ère de longue instabilité. D'où la valeur corrélatrice de l'évolution morphogénétique que nous avons accordée à ces dépôts que les faciès lacustres du Bégudien (partiellement), du Rognacien et des formations paléogènes expriment, comme il est naturel, de façon beaucoup plus directe que ceux du Néogène marin.

b)-Les dépôts corrélatifs de l'évolution morphogénétique, problèmes de méthode:

Pour chacun des sédiments pris en considération nous sommes parti de l'étude du faciès , considérant son degré de finesse. Les dépôts de précipitation chimique (calcaire) ont été liés à la biostase dans une ambiance chaude et passablement humide que justifient la mobilité de la silice et du fer qui en forment fréquemment les constituants secondaires, à moins que l'apport carbonaté ne soit associé (grès, conglomérats) à des décharges détritiques grossières qui évoquent des saisons ou des cycles pluri-annuels contrastés et un régime de bassins fermés qui semble avoir largement prévalu durant la première moitié du Tertiaire. Le caractère pédochrome des marnes sableuses, en fréquents passages latéraux ou verticaux avec les calcaires, a été interprété comme le produit du lavage d'anciens sols. Pour les dépôts grossiers, plus directement

associés aux phases rhexistasiques, il convenait, naturellement, d'opposer les brèches, formées in situ, et les conglomérats dont les gîtes se situent à une certaine distance du lieu de production. Mais, comme l'a montré P. DEMANGEON (1959), l'ordre de grandeur de cette distance est décisif et le contraste considérable entre les cônes torrentiels locaux et les formations de grand transport.

Ces dernières, fussent-elles grossières lorsqu'elles se mêlent à des apports tranquilles de courants lents et qu'elles s'étaient en larges épandages, excluent toutes coupures dans le paysage, impliquant, a contrario, le nivellement des abrupts de faille et le comblement des fossés. Elles sont donc compatibles avec la notion d'aplanissements en voie d'achèvement, sinon achevés. A l'opposé, les brèches d'écroulement dénoncent d'importants abrupts et se montrent syntectoniques ou immédiatement post-tectoniques. Nous avons donc essayé de lier, dans chaque cas, la formation détritique à une paléoforme, même si celle-ci est aujourd'hui très amoindrie (flanc Nord du pli de Viols-le-Fort) ou abâtardie (valeur de versant raide d'inselberg de l'abrupt de faille des Matelles) ou largement démantelée (couverture sédimentaire des Cévennes par rapport aux "amélas" aquitaniens de St-Ambroix) - étant évident que, du même coup, la formation en cause et la paléoforme se définissent comme "climatiques".

Il fallait donc tenter une définition des paléoclimats successifs. Nous y avons procédé à partir des dépôts, quitte à chercher une réassurance dans les données de la phyto-paléontologie. Ont été ainsi utilisées les flores de Célas, d'Armissan, les données connues

relatives au couvert végétal miocène (que complète heureusement, du point de vue thermique le récif corallien d'Autignac) et celles du Pliocène, étudiées par A.PONS (1964) -- sans nous dissimuler la difficulté ordinaire, inhérente à l'interprétation climatique des flores anciennes, qui tient à la plasticité adaptative du monde vivant, mais qu'il faut bien affronter, sauf à renoncer à toute recherche dans ce sens, comme l'a fortement souligné H.ELMAI (1963).

Encore fallait-il se demander jusqu'à quel point il était légitime d'utiliser des formations essentiellement climatiques comme dépôts corrélatifs jalonnant les efforts diastrophiques. Nous avons mis en avant, en l'occurrence, la notion de calibre, estimant que, lors même que le paléoclimat imposerait une ambiance rhéxistasique, le transport de galets grossiers implique des pentes, toute la "jeunesse" d'un relief, soit contemporain du dépôt, soit à peine antérieur à lui. L'on pourrait objecter le cas de mobilisation nouvelle d'un épandage ancien (et nous en avons noté sur les surfaces d'aplanissements) mais c'est toujours un remaniement de faible ampleur, avec concentration vers les creux (thalwegs ou dolines) et sans liaison avec les accidents majeurs du paysage.

Etant donnée cette méthode d'approche quels ont été les résultats acquis ?

c)-Bilan paléogéographique concernant l'ère tertiaire:

----- En matière de paléoclimats:

Nous avons retenu les caractères rhéxistasiques des dépôts bégudiens (Villeveyrac) et cognaco-vitrollien (front Nord du pli de

Montpellier, Ouest du bassin d'Aniane), grés et argiles rutilantes, passant, il est vrai aux calcaires à algues moins en rapport avec les paléo-reliefs, en contraste avec l'importance de la précipitation calcaire dans le Lutétien. Nouvelle alternance rhexistasio/biotasie entre le Bartonien (brèches proches des entités pyrénéo-provençales passant latéralement à des marnes) et les dépôts fins et carbonatés du système lacustre ludien).

Plus de précision nous était nécessaire à partir du Sannoisien dont nous avons décrit le climat comme chaud, non dépourvu d'humidité, autorisant un chimisme actif et une flore assez abondante (gêlas), mais non sans possibilités de récurrences plus arides, autorisant des décharges alluviales grossières).

Au Stampé-Aquitaniien, l'absence de dispersion des talus d'oboulis passant latéralement à des marnes puis à des calcaires peu épais (les Matelles) évoque un système morphoclimatique semi-aride que les évaporites du bassin de Narbonne confirment. Toutefois la richesse floristique des "dalles" d'Armissan implique un court épisode humide, immédiatement suivi par un retour à la sécheresse (conglomérats terminaux de l'Oligocène narbonnais).

Peut-être en relation avec la transgression, le climat miocène est chaud et humide comme le prouve le sédiment lui-même, largement privé d'apports détritiques de l'hinterland à qui il ne doit que l'abondance du calcaire dissous et les signes de dessalure de ses estuaires (bassin de Sommières) -- régime fluvial abondant et couvert forestier allant de pair. Il se peut, néanmoins,

qu'un recul de la forêt, à la fin du Tortonien justifie en partie la grossièreté nouvelle de la molasse et annonce la péjoration sèche qu'implique la faune pickermienne (Pontien).

Quant au Pliocène il aurait, lui aussi, connu un régime biostasique s'achevant sur une "méditerranéisation" du climat par apparition de cycles avec saison sèche estivale bien marquée.

En dépit du rafraichissement progressif des climats, généralement admis dans le courant des temps néozoïques, du reste demeuré relatif, on aura remarqué, comme il est normal lorsque les températures sont élevées, que les différences tiennent au degré plus ou moins élevé d'humidité.

---- En matière de diastrophisme:

Nous n'avons aucun effort d'invention à faire pour lier les grès subsidents d'âge crétacé supérieur du synclinal de Villeveyrac et les grès et argiles de Rognaco-Vitrollien à l'une des phases de l'orogénie pyrénéo-provençale (M.MATTAUER et F. PROUST, 1962), ni les brèches bartoniennes à son épisode majeur. Et pas davantage pour rapporter la brèche stampienne des Matelles et les "amélas" aquitaniens de St-Ambroix à la crise "cévenole" (M.MATTAUER 1962).

En l'absence de tout dépôt significatif, nous avons soupçonné, en corrélation avec ce qui s'est passé dans les Pyrénées et en Provence, l'existence d'une crise au Pontien, cet étage étant déjà connu comme marqué d'un grand ravinement consécutif à une régression impressionnante qu'il faut peut être lier à la continent-

lisation déjà signalée du climat.

Par ailleurs, nous admettons la réalité d'un diastrophisme du Pléistocène tout à fait inférieur dont les dépôts corrélatifs existent.

Mais ces crises ultimes, d'ailleurs modérées, peuvent être appréhendées à partir des gauchissements, remploi ou entailles subies par les surfaces d'aplanissement.

---- En matière d'aplanissements:

Au-delà de la surface de la bauxite et de biseaux infralutétiens, jamais étendus, rendus manifestes par la transgressivité de cet étage, deux groupes de dépôts corrélatifs ont été désignés.

-D'une part, les dépôts lacustres du Ludien, significatifs d'une érosion calmée, et les formations de grand transport de l'Oligocène inférieur (Sannoisien).

-D'autre part, l'ensemble molassique qui témoigne, du moins jusqu'au Tortonien et a fortiori au Pontien, de la faiblesse de l'ablation sur un continent privé de relief, hors de la zone évaporatoire, par référence à un niveau de base élevé.

Les analyses de P.DEMANGEON (1959) portant sur les sédiments marins, miocènes et pliocènes, nous ont été extrêmement précieuses, relativement aux interprétations que nous rappelons ci-dessus. Mais le défaut de formations continentales néogènes (sauf les cailloutis pontiens "noisettes" du Causse-de-la-Selle --C.CORNET, 1972 et étant mis à part les sables continentaux et

cailloutis réputés astiens en Costière et Biterrois, comme en Roussillon, que nous inclinons à loger dans le Pléistocène très ancien - Donau) constitue une lourde gêne. En réalité, ces dépôts existent, sous la forme d'une grande partie de la terra rossa piégée dans les creux karstiques. Résidu de paléosols formés aux dépens des couvertures détritiques altérées des massifs calcaires (dont elle inclut les minéraux lourds), cette terre rouge, datée en Provence par sa subordination au poudingue de Valensole (J.NICOD, 1967), prouve bien que la pédogenèse l'a alors emporté sur lamorphogenèse, comme affirmé plus haut. Mais la terre rouge est un mélange qui contient bien autre chose que des paléosols miocènes. Il s'en était formé avant, il s'en forme après cette période comme l'ont établi les travaux de P.MARCELIN et du Dr.CABOUAT (1954) et comme l'ont montré nos quelques analyses.

Il reste, quelles que soient ces incertitudes, que l'impression s'est imposée, à la fin des temps néogènes, d'un paysage beaucoup moins diversifié que l'actuel (le réseau fluvial du Pliocène, au sens strict, étant bien davantage inscrit en montagne que dans le bas pays). Ce sont les temps quaternaires qui, démantelant les aplanissements, ont remis en valeur la structure.

B)-Le schéma structural:

Tant dans la partie générale que dans l'étude sous-régionale, il est apparu que l'architecture languedocienne est tout entière dépendante des structures pyrénéo-provençales. Pourtant, le plan d'ensemble de ce système pré-pyrénéen, se référant à une zone

axiale effondrée sous le golfe du Lion, se devine plus qu'il n'est possible de le suivre pas à pas. Des secteurs entiers disparaissent plus ou moins complètement sous le masque des voiles transgressifs néogènes (Narbonnais, Biterrois où ne demeurent que des jalons discrets, plaine de l'Hérault, bassin de Sommières et d'Uzès moins complètement dissimulés). Des accidents transversaux obliques brouillent la continuité des axes auxquels sont liés des fossés; nous retrouvons là: la plaine de l'Hérault, mais aussi les fossés de Montoulieu, d'Alès (où seules les klippen évoquent une figure de plissement pyrénéo-provençale), de Montbazin-Gigean, de la Vistrenque anté-quaternaire, ces deux derniers envahis respectivement par la mer miocène et la mer pliocène. Surtout, ce n'est pas l'architecture pyrénéo-provençale, mais la tectonique héritée de crises ultérieures (et responsable de l'état de ruine de la première) qui rend compte de la disposition "en marches d'escalier", depuis la mer jusqu'à la Cévenne, si caractéristique de l'ordonnance du relief languedocien.

1-Le système pyrénéo-provençal :

Du système pyrénéo-provençal, en Bas-Languedoc, il est nécessaire de retenir:

a)-Les faibles changements d'axes:

Ceux-ci qui se montraient Ouest-Est dans les pré-pyrénées et les Corbières occidentale et Sud-Ouest, Nord-Est dans les Corbières orientales, passent aux orientations Ouest - Sud-Ouest, Est - Nord-Est du St-Chinianais au Biterrois, pour s'aligner, derechef, Ouest-Est en pays de Montpellier et au-delà. On n'a trouvé, plus

loin, une inflexion Sud-Ouest, Nord-Est que dans le domaine des hautes Garrigues sur laquelle on reviendra.

b)-Le style morphotectonique:

Le système pyrénéo-provençal s'est édifié par étapes, les dernières affectant des topographies affaiblies par l'érosion intermédiaire.

L'on peut sans doute considérer le pli anté-aptien de Poussan, nivelé par la surface de la bauxite (M.GOTTIS, 1957-64), comme la première phase pyrénéenne affectant le Bas-Languedoc. D'autres, à peu près aussi anciennes, sont connues dans les pré-Pyrénées et les Corbières.

Mais la première phase généralisée prend place à la fin des temps crétacés et au début des temps tertiaires où elle est prouvée tant pour le synclinal de Villeveyrac que pour le pli de Montpellier. Il est à penser qu'elle n'est pas responsable d'architectures compliquées. Mais elle n'a pas manqué d'énergie. L'on estime que l'érosion qu'elle a commandée est responsable de l'ablation d'une tranche de terrain d'environ 300 mètres de puissance aux environs de Castelnau-le-Lez.

La phase suivante (bartonienne) est considérée comme paroxysmale. Elle est responsable des structures chevauchantes et des phénomènes de flancs inverses, sans doute de la plupart des ondulations dissymétriques, à flancs Sud plus calme que les flancs Nord.

Toutefois, l'étude régionale a fait apparaître un fait

généralement peu cité: dans l'Ouest du pli de Montpellier, non loin de Vendémian, des conglomérats de l'Oligocène inférieur sont fortement redressés le long des failles. Il se peut, en conséquence, que les structures pyrénéo-provençales aient rejoué plus tardivement qu'on ne l'admet communément, du moins au plan local.

D'autre part, dans le secteur du Bois de Paris et dans le Nord-Est montpelliérain, aux approches de St-Vincent-de-Barbeyrargues, sans doute à cause de l'évidement préalable de figures d'érosion, le stress, habituellement dirigé au Nord, paraît dès l'orogénèse pyrénéo-provençale, s'être partiellement exercé, entre autres directions, au Sud-Est (J.F.PUECH, 1963; P.LIMPERIERE et H.GONORD, 1966), préparant la voie à des actions ultérieures de même sens.

Enfin, l'architecture pyrénéo-provençale a mis en oeuvre une série d'accidents jouant en décrochement, obliques aux axes plissés, sur lesquels l'attention a été récemment attirée et qui sont essentiels à sa définition (F.ARTHAUD et M.MATTAUER, 1969; M.MATTAUER, 1973).

•)-Le système des failles de décrochement sénestres "en coulisse" et les étapes de leur activité :

Ces failles en décrochement sénestre ont été d'abord signalées dans le domaine sub-cévenol, largement entendu. D'orientation Sud-Ouest, Nord-Est à Sud - Sud-Ouest, Nord - Nord-Est en règle générale, donc obliques par rapport aux axes des plis pyrénéo-provençaux qu'elles décalent, elles comportent un compartiment oriental effondré. Au égard à la différence marquée que manifeste la

puissance de la série sédimentaire entre l'Ouest et l'Est du Bas-Languedoc, elles ont pour fonction, en première appréciation, de racheter, en zone sous-cévenole, par un jeu de coulisse, le raccourcissement des couches d'une valeur d'environ 10 kilomètres, constaté ailleurs.

Ainsi conçues, elles désignent évidemment un phénomène de couverture. Toutefois, dans certains cas précis, dôme de Durfort, horst de Paillères, elles intéressent le socle. Et, dans la mesure où elles ont valeur de pièces maîtresses dans la définition de la marqueterie languedocienne, il nous est apparu que les plus importantes d'entr'elles, du moins, pouvait être considérées comme se situant, à peu de choses près, à la verticale des principaux accidents de même orientation fragmentant le bâti hercynien.

Il s'agit de failles complexes au miroir onduleux, déformé, accompagnées de phénomènes de giclées triasiques ou de coins extrusifs, véritables copeaux restés coïncés entre leurs lèvres, qui supposent des rejeux multiples et dont la faille d'Anduze offre le prototype. Leur activité syntectonique en compression, relative au plissement pyrénéo-provençal, n'est qu'une de leurs manifestations. Il y a lieu de supposer que les accidents majeurs de cette catégorie sont antérieurs à la crise pyrénéenne finale: de part et d'autre de leur ligne de faille, les figures plissées diffèrent. La plupart ont rejoué en distension à partir de l'Oligocène moyen élevé.

Or certains caractères de ces dislocations se retrouvent en Bas-Languedoc central: la faille des Matelles décroche l'axe du St-Loup comme la faille de St-Paul. Fertalières interrompt la continuité des anticlinaux du "pli" de Montpellier; celle de Fenouillet joue le même rôle à l'égard des axes plissés du Bois de Paris. En Bas-Languedoc oriental, l'on a vu que la faille de Nîmes décale l'Urgonien de l'anticlinal de Valliguières près de St-Hilaire-d'Ozilhan. Par certains aspects, tout au moins, l'ensemble des accidents brisants sur l'alignement desquels se trouvent arrêtées aujourd'hui, du fait de l'érosion, les structures allochtones ou chevauchantes qui s'échelonnent de St-Chinian aux environs de Lézignan-Corbières, paraît traduire superficiellement un accident profond. Il semble bien qu'il y ait là un élément architectural commun à tout le bas-Languedoc, savoir: d'importantes figures cassantes, liées au socle, antérieures au plissement pyrénéo-provençal, impliquées dans les efforts déclanchés par celui-ci et ayant joué ensuite, mais dans une ambiance de tension et non plus de compression. Toutefois, leur rôle est plus manifeste en domaine sous-cévenol, là où la couverture mésozoïque est plus mince et le socle plus proche.

De là le principe d'une division Est-Ouest du Bas-Languedoc, trahissant l'éloignement ou l'approche du socle cévenol.

Il se combine avec un principe de division Sud-Nord, en relation avec l'atténuation des effets de la poussée pyrénéo-provençale et déterminant trois domaines (M. GOTTIS, 1957-64): celui du complexe chevauchant, au Sud, limité par l'arc de St-Chinian, les

écaillés du Biterrois, le "pli" de Montpellier et par les structures profondes de la Vaunage, s'alignant sur les Alpilles; une aire moyenne où les dissymétries se limitent à peu près aux phénomènes de flancs inverses; enfin un secteur subcévenol ou après la phase d'effacement et de planation du début de l'Oligocène, la crise stampo-aquitanaïenne, sans le bouleverser absolument, a compliqué le schéma architectural.

2- La crise de l'Oligocène moyen élevé et le diastrophisme récent:

C'est la phase de destruction de la chaîne pyrénéo-provençale. Elle est caractérisée par la création de failles "normales" ou le rejou "normal" d'anciens accidents ayant joué en compression. Nous possédons les brèches d'écroulement où les cones torrentiels induits par les abrupts ainsi créés, au commandement de quelques centaines de mètres (failles des Matelles, de Corconne, de St-Ambroix) qui mettent l'accent sur l'importance de l'épisode stampo-aquitanaïen. Ce diastrophisme en ambiance de distension est particulièrement important en ce qui concerne la surrection de la Cévenne et la formation du Golfe du Lion.

Il est à l'origine du renversement général de la pente tectonique au Sud-Est et de la disposition du relief en marches d'escalier, comme il apparaît, dans le Languedoc moyen, lorsqu'on franchit successivement les failles de Nîmes, d'Aspères-Garrigues, de Corconne et de la Séranne; ce basculement d'ensemble n'étant pas sans invoquer un phénomène du même ordre comme en Provence.

La surrection du socle cévenol a entraîné une réaction de la couverture sédimentaire, ranimant une partie des accidents antérieurs, mais avec des phénomènes de disharmonie aux niveaux marneux du Keuper (par ailleurs gypsifère), de l'Oxfordien, et du Valanginien. De là des fossés, tels celui d'Alès où a pu intervenir le phénomène de soustraction tangentielle sur lequel M.GOTTIS (1960-62) a attiré l'attention.

Dans le domaine des pays du bas Vidourle moyen et du Nord-Est montpelliérain, la tendance au déplacement vers la mer que manifestent la claveaux de la marqueterie languedocienne, a entraîné, en profondeur, vérifiée par sondage, l'inclinaison d'allure inverse du miroir de failles importantes, apparamment normales en surface: d'où les horsts dissymétriques de calcaires jurassiques et limités, à l'Est, par des accidents de tracé courbe: Coutach, Ste-Croix-de-Quintillargues. Plus au Nord, la faille de Seynes est de même type, bordant le Guidon du Bouquet couronné par l'Urgonien. L'invagination de l'aire, le St-Martin-de-Londres sous la masse du Pic St-Loup paraît s'être accentuée au cours de cette phase, rappelant qu'en bordure des panneaux pré-cités, même en ambiance de distension, peuvent se produire des effets compressifs localisés.

C'est bien la distension, en tous cas, que révèle, pour autant que nous ayons pu la connaître, la structure récemment étudiée de la Planasse, sous le Golfe du Lion.

S'il est certain que la nouvelle tendance tectonique s'est trouvée amorcée à l'Oligocène moyen élevé, c'est un problème que de

connaître sa durée. La structure profonde de la Camargue et, notamment, les irrégularités de la sédimentation ponto-pliocène, suggèrent que ses effets se sont prolongés plus ou moins vigoureusement, selon les lieux, à travers tous les temps néogènes et qu'elle est en relation avec les deux transgressions qui s'y sont succédées. C'est dans ce cadre que prennent place, à notre sens, les deux dernières crises que nous ayons à prendre en compte: la crise pontienne que signalent surtout des faits d'érosion et celle du Villafranchien ancien, pour laquelle nous disposons, certes, de dépôts corrélatifs, mais pratiquement confinés dans un espace sublittoral (Biterrois, pays montpelliérain, Costière). Aussi n'est-il pas aisé de localiser précisément les effets de ce diastrophisme récent et probablement modéré. Dans l'un et l'autre cas, l'on aura noté qu'a pu être établi, en notre domaine propre, le jeu de quelques failles (Aigues-Vives-Captives, accidents du pays d'Autignac et de St-Génies-le-Bas), retenue la probabilité du ploiement de quelques anticlinaux (St-Guilhem-le-Désert, Fambétou -- en liaison avec la montée du St-Loup -- Lédénou) ou synclinaux (gouttière du Vidourle en aval de St-Hippolyte-du-Fort), envisagés des mouvements de bascule (fossé d'Alès, vers le Sud, Biterrois, vers le pays d'Agde). L'on ne peut se défendre de l'idée qu'il s'agit là de réajustements assez modestes. Encore faut-il prendre garde que de tels problèmes n'ont pu que rarement être posés dans les termes habituels de la recherche géologique; c'est, le plus fréquemment, à partir des particularités des tracés hydrographiques ou au travers des avatars survenus aux aplanissements que nous avons dû les formuler.

C)-Les aplanissements:

Il s'agit d'un des problèmes majeurs de la morphogenèse languedocienne dont l'énoncé a été progressivement défini par H.BAULIG (1928) qui a relevé l'étagement des surfaces d'érosion subaériennes, P.GEORGE (1938) qui a mis l'accent sur leur caractère isolé et suspendu par rapport au niveau de base actuel et M.DREYFUSS (1941) qui a proposé d'en rattacher la détermination chronologique aux voiles fossilisateurs et aux dépôts corrélatifs. Tout en recherchant une explication d'ensemble qui fût susceptible de "raccords" cohérents avec les régions voisines de la Provence, des pré-Alpines et du proche Massif Central -- solution qu'exprime la carte au 1/750 000ème jointe à ce travail --, nous avons pris en considération la nature calcaire du support rocheux et, par le fait même, recherché les milieux bio-climatiques et les processus capables de rendre compte de la dynamique d'aplanissement, dans un premier temps, des phénomènes de regradation, de dégradation, éventuellement de substitution après entaille ou dénivellation, dans des phases ultérieures.

1- Les aplanissements d'intérêt mineur:

a)-Paradoxalement, les aplanissements les mieux datés du Bas-Languedoc sont, soit fort anciens, soit très récents. Dans l'état actuel des choses, ils n'occupent que des superficies restreintes. C'est pour cette raison que nous les gratifions d'un intérêt mineur, leur signification morphogénitique n'étant évidemment pas inférieure par rapport à ceux qui couvrent des espaces étendus.

b)-Les aplanissements antérieurs à l'orogénèse pyrénéo-provençale:

---- Parmi eux, nous avons souligné le rôle que joue, encore aujourd'hui, le grand aplanissement post-mercynien en basses Cévennes. Dénivelé, déformé, non tectonisé (puisque les décollements en pays de Sumène et d'Anduze ne sont intervenus qu'au niveau du Keuper), il ne peut être sûrement attesté qu'au contact même des termes du Trias inférieur qui le datent. Mais il est possible (Horst de Bonnevaux) de décrire des topographies qui en dérivent. Ses témoins ne doivent évidemment leur conservation qu'à une longue fossilisation protectrice sous la couverture mésozoïque et à son démantèlement tardif.

---- C'est au contraire, dans le bas pays que l'on trouve trace de la surface de dégradation karstique jalonnée par la bauxite dont on a vu que, du fait du caractère tardif de son toit, elle définit un aplanissement fini-crétacé à infra-tertiaire qui a dû être assez étendu. Mais, située dans la zone du complexe chevauchant pyrénéo-provençal, elle est, le plus souvent, réduite à l'état de surface de discordance fortement déformée. C'est le cas au flanc Nord du pli de Montpellier où elle se trouve en position renversée, et même au flanc Sud de cette entité anticlinoriale où, sans être aussi accusée, sa pente est encore importante. Pour que l'aplanissement en cause joue un rôle topographique, il a fallu une situation structurale particulière: secteur tabulaire (Causse de Bédarieux) ou flanc normal peu penté du pli de Viols-le-Fort. Encore, dans ce dernier

exemple doit-on remarquer qu'il se trouve conservé sur le plateau de la Boissière (en poches et en couche) au sommet de compartiments que séparent des failles nivelées. Cela suggère que la surface infra-tertiaire s'est trouvée, ici, disloquée puis regradée et qu'on n'ait affaire, en réalité, qu'à un aplanissement récent re-touchant faiblement la véritable topographie liée à la bauxite.

---- Quant à la discordance infra-lutétienne, elle n'apparaît guère que sur certaines marges lacustres où le calcaire à Planorbis pseudoammonius s'est montré transgressif par rapport aux dépôts subordonnés du Tertiaire inférieur (bordure Ouest du bassin de St-Martin-de-Londres).

c)-Les aplanissements très récents:

Ils sont prouvés par la présence de dépôts corrélatifs relevant du Villafranchien (Estézargues, Lunellois occidental, bordure du bassin d'Alès au-dessus de la Cèze) ou encore par le biseautage de la molasse (environs de Castries, Montpezat). Mais lorsqu'il s'agit d'un biseau parfait établi aux dépens de roches très dures (Laurens, Montpellier-la Paillade, Bouzigues) l'on doit supposer un phénomène de reemploi. Celui-ci est bien démontré dans le dernier exemple cité.

2- Les grands aplanissements languedociens:

Etagés, mais avec des altitudes assez variables d'un endroit du Bas-Languedoc à l'autre, fragmentés en lambeaux d'étendues inégales par les coupures et les affouillements d'une érosion verticale qui leur est postérieure, de ce fait souvent conservés seu-

lement sur des roches résistantes ou à la faveur d'un barrage d'aval par ces dernières, suspendus, c'est-à-dire ayant perdu toute relation avec leur niveau de base qui ne peut être, ainsi, que reconstitué, dépourvus souvent de formations corrélatives bien définies, mais seulement signalés par des placages de terra rossa et de cailloutis siliceux azoïques, ils ne s'imposent, mais à l'évidence, que par leur réalité topographique, fréquemment, sinon toujours subhorizontaux, plus ou moins dégradés et néanmoins toujours identifiables par le biseautage qu'ils développent aux dépens des couches en place.

a)-Leur nombre, leur répartition:

Dans ces conditions, nous avons cru légitime de procéder à une lecture du relief. Toutefois, afin d'éliminer les effets d'un diastrophisme tardif dont nous avons rappelé ci-dessus la portée, nous nous sommes refusé à tout raccordement lointain, à l'échelle régionale, pour limiter l'analyse de la hiérarchie altitudinale au cadre des compartiments que délimite l'intersection des accidents structuraux pyrénéo-provençaux et cévenols, panneaux dont nous pensons avoir convaincu le lecteur de leur relative indépendance réciproque, au cours de l'évolution pendant le Néogène et le Quaternaire ancien. Or, dans l'analyse ainsi conduite, nous avons toujours trouvé deux aplanissements étagés, dominant parfois un, parfois deux bas niveaux d'extension plus restreinte qui sont attribuables soit au Néogène récent soit au Quaternaire très ancien.

Le haut aplanissement, souvent réduit à l'état de "monadnocks" est cependant plus étendu vers l'Ouest du Bas-Languedoc et, plus au Nord, mais au-delà de nos limites, dans les Gras où, remar-

quons-le en passant, il n'a pu être mis en relation qu'avec des dépôts paléogènes. Il est souvent fort dégradé.

L'aplanissement qui lui est subordonné, réduit à des couloirs ou des replats vers l'Ouest, s'étend beaucoup plus considérablement au Sud et à l'Est, entretenant avec la molasse des relations équivoques, tantôt visiblement exhumé de ce sédiment, tantôt le tranchant de son biseau, en même temps que le substrat mésozoïque. Sa dégradation, de même type que celle du haut niveau, demeure néanmoins plus modérée.

Les talus, séparant les deux aplanissements en cause, coïncident souvent avec un accident tectonique (région centrale du "pli" de Montpellier et Causse d'Aumélas, environs de Montoulieu et Taurac, surface des Garrigues de Lussan et ses rares "monadnocks"). Mais il n'est pas moins fréquent que de tels talus tectoniques aient reculé et que la surface inférieure morde, par "embayments" dans la plus haute qui se définit ainsi comme la plus ancienne.

b)-La "fourchette" chronologique:

Nous avons reconnu que l'aplanissement principal languedocien le plus vieux ne pouvait être antérieur aux plissements et chevauchements bartoniens à l'égard desquels il se montre indifférent (continuité topographique du Causse d'Aumélas au méplat sommital biseautant la cuesta de la Boissière).

Par ailleurs, l'aplanissement principal languedocien le plus récent précède les canyons pontiens que le Pliocène marin .

fossilisés, les transformant en rias, dans la région avignonnaise
(Vallée de la Tave, canyon de N.D. de Rochefort).

Entre les termes extrêmes de cette fourchette très large où se situe la réalisation de nos deux aplanissements tertiaires, prend place la crise tectonique de l'Oligocène élevé (stampo-aquitaniennne). Nous avons estimé que l'aplanissement le plus récent lui avait succédé tandis que le plus ancien l'avait précédé, la phase orogénique cévenole étant responsable de la dénivellation, sans qu'il y ait destruction ou gauchissement excessif du haut niveau, s'agissant d'une tectonique en distension qui, au contraire de ce qu'aurait produit une crise compressive, n'a pas rendu immédiatement méconnaissables les compartiments décalés, sauf en ce qui concerne quelques lignes de suture (St-Loup-"bassin" de St-Martin-de-Londres) et étant encore rappelé la nature calcaire des massifs en cause, protégés à la fois par leur isolement et "l'immunité kars-tique".

Restait à rappeler, dans le cadre chronologique ainsi dégrossi l'existence de systèmes morphoclimatiques favorables aux processus d'aplanissement.

c)-Aplanissements et systèmes morphoclimatiques:

---- En ce qui concerne l'élaboration de la haute surface, nous avons montré que les dépôts sannoisiens offraient, à la fois, des matériaux grossiers, témoins de la ~~destruction~~ des reliefs calcaires hérités de la chaîne pyrénéo-provençale, et des phases fines, produits du lavage par des courants lents, de topographies déjà

évoluées, dans une ambiance climatique où une certaine exubérance végétale et la mobilité de la silice et du fer trahissaient des périodes humides, coupées de récurrences plus arides autorisant l'évacuation et l'étalement de cailloutis mal façonnés. Le caractère lointain des transports est encore une condition favorable à la réalisation de topographies aplanies.

Ni surfaces de dégradation karstiques ni pures pédiplaines, celles-ci représentent, selon nous, une sorte de plaine d'érosion tropicale résultant de l'alternance des actions biotassiques, productrices de régalithes et de sols et des actions rhexistassiques, favorisant leur prise en charge, leur mise en route et leur stockage dans des lacs peu profonds. Nous n'assurons pas que ces aplanissements aient été parfaits, nous avons même des raisons de croire qu'ils n'ont pas réduit le relief à des altitudes subégales, par le fait même qu'ils ont été réalisés en fonction de niveaux de base locaux, plus ou moins indépendants les uns des autres, définis par des nappes laguno-lacustres dont le plan d'eau était lui-même variable. En outre, la limite des affleurements sannoisiens actuels étant bien évidemment l'oeuvre d'érosions ultérieures, nous confondons forcément dans cette surface ancienne d'authentiques topographies subaériennes, des marges lacustres (du type beine et du type glacis) des portions de fond de lacs d'abord fossilisées par les sédiments limniques puis exhumées depuis, sans préjudices de retouches tardives.

Le schéma résumé ci-dessus s'applique très correctement au pays montpelliérain (où l'on a vu que l'orogénie pyrénéo-

provençale avait intéressé quelques conglomérats de la base de l'Oligocène). Dans la région du bas Vidourle moyen et sur les marges du pays d'Alès, on peut être légitimement tenté d'accorder une certaine importance au biseau pré-ludien dont le rôle a été particulièrement mis en évidence par M. GOTTIS (1957-64), en conformité avec le schéma précité de M. DREYFUSS (1941). Du reste, la subsidence latorfienne du bassin d'Alès est déjà remarquable quoique les sédiments de cet âge soient moins grossiers que ceux du stampo-aquitainien.

De toutes façons, cet aplanissement nous paraît représenter l'équivalent de la surface "supérieure" provençale de J. NICOD (1967) et de la surface infra-oligocène auvergnate de M. DERRUAU (1949-1950).

Après la crise des dislocations stampo-aquitainiennes, un nouvel aplanissement se développe, nivelant nombre des failles oligocènes, sans qu'on puisse dire si les talus induits par les principales d'entre elles ont été tous complètement réduits.

----- En ce qui concerne l'aplanissement principal languedocien le plus récent, il était nécessaire d'invoquer un certain polygénisme.

L'absence de dispersion des dépôts stampo-aquitainiens, aux matériaux d'origine locale et demeurés entassés au pied des reliefs nouvellement créés, les tendances du climat à récurrences arides (sauf peut-être durant une partie de l'Aquitainien) laissent à penser que, sous les abrupts de faille, les compartiments affais-

sés sont alors regradés dans un style semblable à celui des pédi-
ments.

C'est, toutefois, une topographie variée, ici aplandie (Montpezat), là marquée par une certaine sculpture différentielle (dépression monoclinale subordonnée à la molasse du "bassin" de Commières), qui est envahie par la mer miocène, sans que nous ayons pu noter de différence entre le relief préburdigalien et le relief préwindobonien. Lavant les miroirs des failles stampo-aquitaniennes transformés en falaises sans les faire notablement reculer, maquillant en galets marins les cailloutis hérités de la période précédente (conglomérat à patine verte du Burdigalien de Commières, faciès conglomératique du Windobonien basal du Biterrois Nord occidental), la transgression, en Bas-Languedoc comme en Provence, s'est bornée, en utilisant les aplanissements antérieurs, à "simuler" une plaine d'abrasion marine (J. NICOD, 1967). C'est la raison pour laquelle nous employons les termes de surface polygénique plutôt que ceux de surface polygénitique.

Du reste, hors du territoire envahi par la mer, le climat à vocation forestière du Miocène a contribué au perfectionnement de la plaine d'érosion, héritée de la fin de l'Oligocène, par les processus de dissolution et de pédogenèse. L'on sait que le Miocène est, dans le Midi méditerranéen français, une époque de formation intensive de la terre rouge aux dépens des couvertures lacustres et des épandages étalés sur le calcaire. Celui-ci est, par ailleurs, rongé par un karst essentiellement superficiel (toujours plus actif en milieu d'affinités tropicales et, singulièrement, en période

de haut niveau marin, paralysant la dissection et gênant l'enfouissement profond des eaux). Du moins en est-il ainsi jusqu'au moment où, durant le Tortonien, le climat amorce une évolution aride qui se précisera au Pontien, par ailleurs fortement régressif. De ce fait et selon les cas, l'on assiste à une reprise de la pédimentation (rhexistasie après une phase de préparation biostasique) ou à une dissection vigoureuse (canyons).

Nous voyons là l'homologue du niveau fini-oligocène de M.DERRUAU (1949-50), de la surface pré-miocène de J.M.SSEFORT (1960), de la "surface fondamentale provençale de J.NICOD (1967), dénomination que nous avons conservée en Bas-Languedoc.

d)-L'évolution des deux grandes surfaces d'aplanissement languedociennes:

---- La haute surface:

Par sa position, elle était condamnée à s'user sur deux fronts d'attaques, agressée aux flancs des massifs et à sa surface même.

De ce dernier point de vue, il semble que soit mise en évidence une notion de seuil. Les reliefs résiduels qui se sont trouvés l'objet d'une réduction maximale de volume par le recul de leurs flancs ("monadnocks") voient leur surface sommitale quelque peu immunisée par le fait de la réduction de l'impluvium qu'elle offre. P.DUBOIS (1969) a remarqué que leurs réseaux souterrains manquent d'ampleur.

Au contraire, les lambeaux plus importants de la surface haute sont victimes d'une véritabre dégradation, au point qu'on peut se demander (Causse d'Aumelas, Surface de Viols-le-Fort, le Relais des Chênes) si l'on n'y assiste pas à un véritable dédoublement qui rendrait compte de cette singularité, constatée sur les coupes de H. DREYFUS (1941): le fait que la surface la plus élevée et la plus ancienne apparaît moins déformée que le niveau subordonné, plus récent.

L'on a pu noter les processus fluvio-karstiques de cette dégradation. L'existence de réseaux fluviaux successifs a été établie (Viols-le-Fort, le relais des Chênes), les plus vieux, conformes à la pente tectonique d'ensemble des panneaux, les plus récents favorisés par le creusement des "bassins" périphériques. Au cours de cette évolution, une phase de cônes rocheux souvent été mise en évidence qu'on ne peut que placer à l'aube des temps quaternaires, même s'ils sont demeurés longtemps fonctionnels. Au-dessous d'eux, les vallées qui se sont inscrites ont développé de longs versants en forme de pénéplains sans doute villafranchiens. Enfin, presque partout, ces vallées, cessant d'être habituellement actives, ont été désorganisées par les dépressions formées du karst superficiel (dolines et fluvio-poljés). Cette dernière phase est d'autant plus nette que les écoulements étaient localement orientés à l'opposé de la pente régionale (Causse d'Aumelas). Les formes, ainsi énumérées, sont quaternaires et plus ou moins dégradées par les effets du froid, ce qui est évident pour les lapiès d'interfluvies passant aux clapiers et quelquefois aux grèzes, inclinées vers

les points d'absorption du karst. Mais il n'est pas douteux qu'en ambiance plus chaude, les processus fluvio-karstiques en cause n'aient joué à la fin des temps tertiaires. Les effets cumulés de toutes ces attaques se sont soldés par une sculpture différentielle qui dans les séries géologiques à binômes suffisamment puissants (Jurassique) a pu créer des commandements de quelques dizaines de mètres, soit un véritable relief appalachien. Dans les séries à petits bancs contrastés (Valanginien, formations tertiaires) il s'agit d'un relief micro-appalachien. Dans tous les cas, ils révèlent discrètement la structure que l'aplanissement avait eu tendance à effacer.

Les mêmes processus, avec les mêmes résultats, ont été à l'oeuvre aux dépens de la surface "fondamentale", mais généralement d'une façon moins spectaculaire. En fait, c'est la position de ce dernier aplanissement par rapport à la transgression miocène -- soit, dans une large mesure, le sens du gauchissement qui l'a affecté -- qui diversifie son évolution.

----- Les types d'évolutions divergentes de la surface fondamentale :

Nous avons distingué quatre cas :

(1)-Celui des plateaux fossilisés par la molasse, légèrement regradés après leur exhumation et demeurés haut perchés au-dessus du niveau de base pontien. Tel nous paraît le cas des régions de l'Uzège (à condition d'exclure les horsts et "monadnocks" et les bas replats villafranchiens) et de la Garrigue ni-

moise. Rappelons que la fourchette chronologique y est bien définie (non seulement les plis pyrénéo-provençaux y sont nivelés mais aussi les failles oligocènes, tandis que l'aplanissement était achevé lors du creusement des canyons pontiens), que les traces des dépôts et perforations de la mer molassique montent fort haut (220/250 mètres), cependant que les minéraux alpins sont représentés, plus haut encore et très largement, dans la terra rossa, ainsi soupçonnée de dériver en grande partie de la destruction du voile transgressif fossilisateur, que ces Garrigues, enfin, sont bien aplanies, alors que la molasse est légèrement déformée, argument favorable à l'idée d'une certaine regradation consécutive à l'exhumation.

(11)-Celui des plateaux intérieurs qui paraissent n'avoir pas été envahis par la mer miocène. C'est le cas des Garrigues de Lussan qui se trouvent en parfaite continuité topographique avec le pays d'Uzès. Nous y avons retrouvé le même gauchissement qui en incline la surface sommitale vers l'Est et les mêmes formes de dégradation appalachiennes qui ressortent des caractères communs des combes de Valliguières (Uzègeois) et de Belvezet (jouxant les Garrigues de Lussan). Cet exemple illustre la difficulté qu'il y a en Bas-Languedoc à séparer un aplanissement infra-miocène d'un aplanissement fini-miocène. Nous avons rapporté l'usure miocène de ces plateaux, hors du domaine de la transgression, aux effets complémentaires des phases de biostasie impliquant le développement d'un karst superficiel tropical (Burdigalien, début du Vindobonien) et de rhesistasie (pédiplanation fini-vindobonienne).

(111)-Celui des plateaux sublittoraux abaissés par flexuration où la discordance pré-miocène n'est guère distincte de la topographie recoupant, à la fois, la molasse et son substrat. L'exemple privilégié est ici celui des Garrigues du Sud de St-Géniès-des-Mourgues et de l'Est de Castries. Il y est clair qu'une surface plus récente s'y est substituée à la surface "fondamentale" avec laquelle elle forme, le plus fréquemment, un angle très faible. Ce peut être, selon les lieux, le fait de l'érosion aréolaire pontienne à laquelle nous accordons moins d'efficacité que ne l'a fait Melle C. CORNET (1973) ou de l'aplanissement du Villafranchien ancien dont le niveau est, non loin de là, représenté par le cailloutis en majorité calcaire de Vérargues.

Cette disposition pose, non seulement le problème de la regradation récente de l'aplanissement "fondamental", mais, éventuellement, celui des remplois qui peuvent aussi concerner la surface post-bartonnienne comme tendent à le montrer les lambeaux oligocènes conservés sur le bas niveau de la Garrigue nîmoise, aux flancs de la Vaunage (f. de Nîmes et de Sommières au 1/50 000ème), et même la surface de la bauxite (Garrigues basses d'entre Bouzigues et Loupian). Ces lambeaux de surfaces d'aplanissement plus ou moins anciennes, tectoniquement ou épirogéniquement abaissés, coïncident avec les niveaux récents et ont servi de point de départ à la dissection quaternaire.

(IV)-La situation est radicalement différente dans la zone exaltée de "l'Eperon jurassique" du Bas-Languedoc où, sous

les monadnocks et la surface fondamentale qui occupe, elle, une position intermédiaire, se sont développés, cette fois bien distincts, deux niveaux inférieurs, l'un sans doute pontier, l'autre correspondant aux formations corrélatives du Villafranchien très ancien (cf. flanc Ouest du fossé de Montbazin-Sigeau).

3- Une conception des surfaces d'aplanissement en pays méditerranéen français calcaire;

De l'ensemble des études et réflexions concernant les aplanissements, ressort une certaine conception où nous nous sommes efforcé de tenir compte d'implications paléogéographiques nombreuses et changeantes.

Développées dans un milieu où abondent les calcaires résistants, ces surfaces qui les biseautent ne nous sont pas apparues comme l'oeuvre d'un seul système d'érosion, mais comme résultant chacune d'une ou de plusieurs alternances de phases biostasiques, activant pédogenèse et dissolution, et rhexistasiques, favorisant la fragmentation plus ou moins grossière de la roche et assurant le déblaiement rapide de ces débris, après celui des sols hérités. Sans ces oscillations climatiques, il serait difficile de comprendre comment la pédimentation aurait réussi à enlever de puissantes tranches de terrain en ambiance sèche, ni comment, en milieu humide, le régime anarchique des dépressions fermées du karst n'aurait pas prévalu. En fait, si celui-ci a joué un rôle momentané, il a parfois fait place à des écoulements hiérarchisés de caractère fluviatile, ce qui suppose une paralysie de la circulation souterraine qu'ont,

entre autres choses (concrétionnement, encrassement argileux), favorisé les niveaux de bases locaux faiblement déprimés (système locustre paléogène, transgression miocène).

D'autre part, ces niveaux dérivent les uns des autres, à partir de la "haute surface" post-bartonienne, en fonction du jeu d'accidents tectoniques ou de déformations épirogéniques, créatrices d'un certain potentiel érosif que mettent à profit les systèmes morphoclimatiques complémentaires auxquels il vient d'être fait référence. De la sorte la surface fondamentale nivelle des failles oligocènes à partir des compartiments abaissés. Demeurée suspendue, lors de l'épisode pontien, elle est exhumée de la molasse qui la fossilisait partiellement, regradée, disséquée par des canyons; abaissée par mouvement de bascule ou flexure, elle est remployée et retouchée, s'intégrant aux niveaux néogènes et du Pléistocène ancien; surélevée elle laisse place, sur ses marges, à des méplats qui lui sont nettement subordonnés. Mais une telle hiérarchie ne peut être débrouillée que localement, dans le cadre des panneaux définis par le diastrophisme en cause, et dont les effets du biseautage transgressent rarement les limites.

Une certaine ancienneté explique les déformations subies par les deux principales surfaces languedociennes. Mais il n'est pas question de "vieillir" abusivement les topographies observables de nos jours. Dans la mesure où elles sont longtemps demeurées exposées aux agents météoriques, nos surfaces n'ont pas cessé d'évoluer et toujours suivant l'alternance biostasie/ rhexistasie, attaques linéaires / décapage aréolaire. Selon les contrastes de la lithologie,

la marqueterie structurale, le commandement par rapport au niveau de base proche et extérieur aux massifs calcaires, les tendances du diastrophisme récent, l'on voit prédominer les effets de regradation (Est du "pli" de Montpellier), de dégradation fluvio-karstique aboutissant à la sculpture micro-appalachienne (Causse d'Aumelas, plateau de Viols-le-Fort, le Relais des Chênes), de dissection, associée au relief appalachien véritable (aire anticlinale de St-Just). Au long de semblables évolutions, l'on a pu supposer, avec vraisemblance, la nature des processus à l'oeuvre dans les systèmes morphoclimatiques du Néogène; mais il faut avouer que leurs traces sont souvent effacées ou rendus méconnaissables par l'activité des processus quaternaires dont le modelé, composite, soit fluvio-karsto-périglaciaire, est partout parfaitement discernable.

D- Les réseaux hydrographiques et le karst:

1- Les problèmes d'établissement du réseau hydrographique:

Ils peuvent être appréhendés à partir des témoignages géologiques des écoulements, des problèmes d'adaptation aux gauchissements et mouvements de bascule des surfaces d'aplanissement ou de conformité aux indications de la structure, des relations entre écoulements superficiels et circulations karstiques. Regroupons ici les thèmes de l'étude générale et les principaux apports de l'analyse sous-régionale.

a)-L'ancienneté et l'évolution verticale des thalwegs principaux:

Il peut se faire que les "portes" de la montagne languedocienne en voie de soulèvement aient été plus ou moins stricte-

ment fixées au voisinage de leurs situations actuelles, dès l'Oligocène. La sédimentation de cette période fait apparaître une certaine originalité des matériaux d'origine cévenole, au long du contact avec l'avant pays. On peut donc se demander s'il n'a pas existé, dès ces temps reculés, une proto-Ardèche, une proto-Cèze, un proto-Gardon et un proto-Hérault. Dans cette hypothèse, il ne faut guère envisager de conformité du tracé ancien (ni même de fixité) en fonction des tracés actuels à l'amont de ces "portes", encore moins à l'aval qui sera, à une phase ultérieure, envahi par la mer miocène.

Au vrai, c'est avec le Miocène que les premiers signes d'un réseau hydrographique, plus ou moins étroitement lié à l'actuel, s'imposent. La dessalure du golfe de Sommières suggère un ancêtre du Vidourle, peut être recevant, au moins un temps, des apports du Gardon. Au Miocène élevé, le matériau fluviatile qui formera la "molasse à dragées", impose l'existence d'une sorte d'Hérault, première manière. Il est, par ailleurs, intéressant de rapprocher ces enseignements des faciès miocènes avec le rapport que la lecture de notre carte au 1/750 000ème rend évident, entre les principaux drains hydrographiques régionaux et la surface fondamentale. Rares, en effet, sont apparus chemin faisant, les sections de cours qui ne sont pas établis sur cet aplanissement et en relation directe avec la pente générale, orientée de plus en plus nettement vers le Golfe du Lion à partir de la crise stampo-aquitaine. Dans quelques cas (Taurac) on constate une inadaptation à la structure réalisée à partir du haut aplanissement, (ce qui paraît impliquer un phénomène d'antécédence). Plus souvent (et nous y reviendrons ci-dessous) les

exceptions concernent des segments de tracés hydrographiques fixés sur des glaciers du Quaternaire ancien, dans une étape déjà avancée de la mise en valeur différentielle du relief.

En effet, le creusement vertical des vallées s'est avéré tardif. Rien ne le favorisait au Miocène: ni la médiocrité des gauchissements auxquels était soumise la surface fondamentale et dont le rejet décamétrique des failles contemporaines de la molasse donne l'échelle, ni les hauts niveaux de base transgressifs. A ce stade, bien des divagations latérales étaient possibles, favorisées de surcroît par l'assèchement tortonien du climat. Les cartes paléogéographiques de P. DEMANGEON (1959) signalent des flux caractérisés par leur orientation générale, non des tracés précis de lits. Malgré la péjoration sèche du climat, ceux-ci tendent à se fixer au Pontien, au moins localement, par suite du diastrophisme comme de la régression. Mais les canyons ainsi établis à l'aval, à profil en long tendu (Tave), étroits et courts en roche dure (M.D. de Rochefort), plus développés en roche tendre (ancien cours de l'Orb en Biterrois), se transformeront en rias plaisanciennes, inégalement développées, avec la réapparition de la tendance transgressive. Mais durant le développement de cette transgression, l'entaille des vallées paraît mieux marquée en montagne que dans le bas pays. Encore au Pléistocène, les alluvions que la carte géologique regroupe sous l'indication "Villafranchien" sont haut perchées et largement étalées, signalant des vallées larges et peu creusées. Et même dans le secteur sublittoral, le Pléistocène très ancien (Donau) définit un épisode de remblaiement, la dissection ne s'affirmant qu'avec le Günz.

b)-Problèmes de tracés:

Après examen des exemples sous-régionaux, on peut les résumer sous la forme d'une série d'oppositions:

-- Grandes et petites rivières: les premières ayant plus précocement fixé leurs cours se sont montrées, dans l'ensemble, moins sensibles aux effets tardifs du diastrophisme (de nature tectonique ou épirogénique). C'est paradoxalement avec l'observation du cas des organismes mineurs que sont apparues les plus importantes modifications des tracés: le plateau de Viols-le-Fort, le Relais des Chênes, le Causse de la Selle en ont fourni de bons exemples.

-- Inadaptation générale, adaptations de détail: c'est le fait de la plupart des grandes rivières. Ainsi du Vidourle dont on peut rappeler que, recoupant axes pyrénéo-provençaux et failles oligocènes et post-oligocènes, il s'adapte çà et là, pour quelques kilomètres à des structures récemment créées par un diastrophisme récent (gouttière à l'aval de St-Hippolyte) ou révélées par l'érosion différentielle ("bassin" synclinal du Mas Neuf, à l'aval de Quissac, champ de failles de Vic-le Pesq). Cet accord avec la structure, localisé et souvent d'allure fortuite, est du reste banal, concernant le phénomène de surimposition.

-- Modalités différentes de la surimposition à l'amont et à l'aval: A l'amont, l'épigénie s'est établie à partir de la surface "fondamentale", biseautant les couches mésozoïques et

et paléogènes; à l'aval, comme le prouve encore l'exemple du Vidourle à la Porte d'Aubais, il s'agit d'une surimposition vraie, au travers du voile transgressif et discordant de la molasse.

-- Combinaison de la surimposition et de l'antécédence: même si l'Hérault, à l'aval de St-Bauzille-de-Putois, et son affluent le Lamalou ont établi leur cours à partir de la surface "fondamentale", il était impossible d'expliquer le franchissement, respectivement, du "pli" modéré de St-Guilhem et des enveloppes extérieures de l'anticlinorium du Buèges, sans faire appel à l'antécédence.

Ces particularités relatives à l'adaptation ou à l'inadaptation des tracés aux structures ne sont guère originales; mais elles ont le mérite de permettre à l'observateur de préciser l'évolution paléogéographique.

c)-Indices de l'évolution paléogéographique révélés par l'étude des réseaux hydrographiques:

Certains sont d'ordre paléoclimatique: c'est ainsi qu'en bordure Nord de l'étang de Thau, dans le fossé de Montbazin-Gigean, dans le "bassin" de Ganges est apparue la nécessité d'une phase de modelé caractérisée par des glacis étendus en roche tendre, avant la phase décisive de dissection, soit à l'aube des temps quaternaires. Un glacis de même style et de même ancienneté paraît avoir rejeté la vallée du Gardon moyen dans la frange Sud-Ouest du "bassin" de Vézénobres, auquel cette rivière est inadaptée.

D'autres renseignent sur le diastrophisme récent: ainsi la position du Vidourle entre St-Hippolyte-du-Fort et Sauve, glissant au long de glacis alluviaux qu'explique l'activité de la gouttière synclinale pré-citée; les dispositions asymétriques des terrasses de la Cèze et de l'Auzonnet, dans le bassin d'Alès, qui supposent un mouvement de bascule au Sud. La substitution d'un réseau d'orientation subméridienne à un réseau plus ancien, dirigé Nord-Ouest, Sud-Est et que désorganise le karst dans sa portion amont, sur le plateau de Viols-le-Fort, le Relais des Chênes paraît relever de la même explication, tout comme les défluviations (Vidourle, Mosson) reconnues au niveau de la flexure qui sépare Garrigues et plaines sublittorales.

Mais, en ce qui regarde ces deux derniers exemples, il est probable que le diastrophisme ait préparé des changements de tracés qui ne se seront réalisés qu'ultérieurement, à l'occasion d'une crise climatique.

La relation des tracés avec les porées hydro-écologiques n'est pas moins complexe et variée. Des vallées sèches sont désorganisées par le karst (Causse d'Aumelas, plateau de Viols-le-Fort, Causse de la Selle, Garrigues de Nèjannes-le-Clap); des vallées actuellement vivantes et plus ou moins profondément encanyonées, juxtaposent plus ou moins leurs écoulements superficiels avec des flux hypogées empruntant de gros conduits souterrains, développés au sein d'une nappe de fissures dont le niveau varie dans le même sens que le régime fluviatile associé; c'est le cas du "Vidourle

souterrain" et du "Gardon souterrain" pour lesquels l'on constate que l'écoulement superficiel équilibre la nappe karstique, tandis que le karst a favorisé le creusement des canyons. Cette dernière forme de solidarité paraît être de règle en cas de gorges antécédentes.

2- Caractères et intérêts fondamentaux du karst languedocien:

---- Du karst dépend l'un des aspects majeurs de la morphologie languedocienne. Ses traits n'en sont pas moins paradoxaux. Plus discrètes qu'absentes, les formes superficielles n'en font pas moins pauvre figure, comparées au développement du karst souterrain. Bien que des signes de karstification fort anciennes soient connus, ce dernier paraît, à la fois, fort récent, remarquablement évolué, encore qu'inégalement, en fonction des aptitudes différentes des faciès, et, pourtant, sous-adapté, dans l'état actuel des choses.

---- Un karst récent et sous-adapté:

Parmi les traces de karstification ancienne, il faut moins retenir celui de la bauxite qui semble avoir été surtout de caractère superficiel, que celui qui s'est développé dans les blocs restés en saillie, lors de la crise de l'Oligocène moyen élevé. S'y référant, une partie des phosphorites languedociennes (B. GEZE, 1940) prouve l'existence de réseaux vadoses (stalactites sédimentées dans l'Aquitainien de Montoulieu-P. D. MANGEON, 1959); néanmoins, en raison sans doute de la relative exiguité de l'im-pluvium de ces blocs élevés, ces derniers manquent d'ampleur, ainsi

que l'a remarqué P. DUBOIS (1969).

Cependant, la plupart des caractères du karst languedocien trahissent une relative jeunesse: outre l'aspect peu évolué des griffons des sources, souvent situées au long des plans de faille (Sauve, Lirou, Lez), on relève la coïncidence du tracé des vallées sèches et des parcours souterrains (Lirou), l'adaptation de plusieurs circulations hypogées aux structures synclinales ("bassin" de Ganges, causse de Pompignan), la superposition de "masses karstiques" séparées par des couches marneuses et n'ayant pas réussi à établir de communications notables entre-elles (Hortus, Gardiolle), la lenteur de l'écoulement des eaux d'étiage enfouies dans le calcaire et asservies à des réseaux de fissures, en contraste fréquent avec la vélocité des eaux de crues, quelquefois diffluentes, utilisant des conduits plus volumineux (Rieumassel-Lez; Rieumassel-Vidourle). Diastrophisme du Pontien et du Fléistocène ancien, entaille plio-quaternaire des vallées ont évidemment favorisé l'enfouissement des eaux et l'agrandissement des conduits, de plus en plus profondément, à partir des aplanissements développés sur le calcaire. En surface, du fait des phases sèches (Tortonien/Pontien; Villafranchien ancien) ou froides (à partir du Günz) l'action de la dissolution s'est avérée moins continue et nos plateaux montrent un modelé mixte où vallées sèches et dépressions fermées sont juxtaposées à des pédiments en roche dure, abâtardies par la gélifraction et empâtées de masques soliflués.

Toutefois, il demeure évident que la période actuelle,

pour active qu'elle soit, révèle un certain amenuisement dans l'alimentation du karst. Les entailles de la circulation vadosa, au plancher d'anciennes galeries "syngénétiques", s'avèrent d'échelle réduite. Et l'existence de concrétions noyées par la transgression flandrienne confirme qu'une grande partie du travail de taraudage était acquis avant cet épisode extrêmement récent (P. VALDILLI, 1959).

---- Un karst actuellement fonctionnel:

L'activité présente de la circulation souterraine et de la dissolution s'exerce au travers des "masses karstiques". Celles des calcaires et dolomies primaires et des formations litées du Lias inférieur ont, relativement à notre terrain propre, une localisation marginale. La masse karstique du Dogger est influencée par la part prépondérante qu'y prend le calcaire dolomitique, dont la perméabilité en petit explique qu'il forme "barage absorbant", et constitue des "réserves tampon", même en position perchée. La restitution lente qu'elles alimentent soutient le débit d'eaux chargées de carbonate de calcium, plus mobile que le carbonate double de calcium et de magnésie, d'où le pittoresque superficiel "ruiniforme" et les accumulations d'aval tuffacées (H. FALOC, 1961; et J. NICOD, 1967). Reste que les deux masses karstiques par excellence, sont formées, en Bas-Languedoc, par les faciès purs du Jurassique supérieur et du Crétacé inférieur bioclastique (calcaire "miroitant" valanginien, calcaire "à débris" de l'Eauterivien, faciès urgonien du Barrémien élevé). Les autres faciès karstifiables, Trias gréseux hyposoluble, Trias gypso-salin hypersoluble, calcaire lacustre lutétien, molasse marine à joints horizontaux prédominants ne jouent,

finaleme^{nt}, qu'un rôle très secondaire à l'échelle régionale.

D'un point de vue hydrogéologique, la distinction s'impose entre la nappe karstique et les aquifères perchés. Ces derniers, répartis dans la couronne caussenarde et les hautes Garrigues (contact de la Cévenne schisteuse, causse de l'Hortus) disposent de réserves théoriquement pauvres, débouchant sur des sources à écoulement saisonniers. Cependant, soit par la limitation imposée aux débits du fait du calibre des griffons, soit grâce au pouvoir de rétention de la dolomie, ils offrent plus de garantie de durée aux écoulements qu'on ne croirait et permettent même sur le Larzac, des inondations temporaires d'extravasement et, surtout, d'engorgement (H. SALVAYRE, 1963 et 1969).

La nappe karstique s'installe lorsque la masse karstifiable est puissante et le plancher imperméable très profond. L'on a vu, à propos de la Cèze et du Gardon, comment la géométrie de sa surface piézométrique est commandée par le profil en long des thalwegs allogènes, qui contribue à la régulariser. Mais la hauteur de la nappe varie saisonnièrement dans le même sens que les débits des rivières pérennes qui lui sont liées, contrôlables grâce aux "avens-cheminées d'équilibre" ce qui ne va pas sans poser des problèmes quant à la définition exacte du niveau de base karstique, représenté par l'organisme fluviatile en période d'abondance, la nappe elle-même lorsque le lit fluvial est à sec -- ce niveau de base se référant à la circulation rapide dans le karst, au-dessous de laquelle peut exister une nappe de fissures aux eaux peu mobiles.

véritables réserves géologiques de températures s'élevant avec la profondeur. Aux limites des hautes Garrigues et des pays du haut Vidourle moyen, en pays montpelliérain, la nappe karstique est fréquemment barrée. Le "barrage amont" (Causse d'Aumelas) ne donne pas les mêmes garanties de richesse en eaux que le "barrage-aval". Toutefois, bien que la nappe karstique (qui peut reporter ses réserves d'une année sur l'autre) ne tarisse point, l'on doit distinguer les sources pérennes qu'il est logique d'y attendre (Lez) de celles dont l'écoulement demeure saisonnier par désamorçage des siphons vauclusiens (Lirou). Une partie des eaux écoulées souterrainement par les massifs calcaires se trouvent, à leur sortie, nourrir des nappes non karstiques (sables), quelquefois phréatiques, mais le plus souvent captives (plaine littorale, palgoirès, plaine d'Alès au pied des Garrigues de Lussan). A proximité de la mer (Gardiole) un équilibre s'établit et des courants s'échangent qui s'inversent saisonnièrement, entre l'eau souterraine continentale et l'eau laguno-marine.

Nous ne pouvions ignorer ces effets actuels d'un développement des réseaux souterrains, en grande partie hérités du Pléistocène quaternaire. L'étude d'un système karstique forme un tout dont les éléments, plus ou moins étroitement liés entre eux, n'en sont pas moins solidaires de l'ensemble de l'évolution morphogénétique. Et il nous importait particulièrement de mettre en évidence les liens que le karst entretient avec celle-ci, ce qui n'est pas toujours chose aisée, à cause des difficultés de datation des formes de dissolution.

3- Karst et évolution morphogénétique:

a)-Karst superficiel et karst souterrain:

Le karst souterrain dépend toujours des eaux infiltrées à partir de la surface topographique et c'est bien de haut en bas que la dissolution progresse permettant, avec l'agrandissement du calibre des conduits, l'accélération de la circulation hypogée. Cependant, au fur et à mesure que les circuits souterrains deviennent plus profonds, le rythme de leur évolution cesse d'être étroitement calqué sur celui des formes superficielles (J.ROUIRE et C.ROUSSET,1971), ce que souligne le caractère non fonctionnel du plus grand contingent parmi nos innombrables avens. Alors que les transformations de ces dernières dépendent de la seule alimentation de l'impluvium local, le monde hypogée qui est séparé de la surface par toute la zone "sèche" de Cvijić (zone "fossile" des spéléologues) connaît des courants de ravitaillement latéraux (percées hydrogéologiques). Or l'intégration du karst dans l'évolution morphogénétique se fait sur deux plans: celui du système morpho-climatique, celui du diastrophisme récent. C'est sur le premier que renseigne à peu près exclusivement le karst superficiel, tandis que le karst souterrain apporte essentiellement des arguments au second. Cette constatation était déjà sensible dans le chapitre IV; elle explique la séparation et les rattachements différents auxquels nous avons procédé à l'égard de ces deux "niveaux" du karst, dans l'étude sous-régionale.

b)-Les enseignements paléogéographiques du karst souterrain:

De ce point de vue, nous retiendrons, en premier lieu, la distribution verticale et l'importance relative que prend chacune des trois zones de Cvijić. Alors que la zone inférieure inondée montre une puissance qui est fréquemment de quelques dizaines de mètres, la zone intermédiaire, dite "amphibie", s'avère moins épaisse, réduite à la valeur du battement saisonnier de la nappe; au contraire, la zone supérieure "sèche" (en réalité réduite aux percolations du toit et plus souvent en voie d'encrassement sablo-argileux et de concrétionnement calciteux qu'elle n'est soumise à une dissolution active) est de beaucoup la plus importante. La surface piézométrique et son oscillation saisonnière étant en équilibre avec le niveau des cours d'eaux subaériens pérennes et les variations de leur régime, l'ampleur prise par la zone sèche mesure les progrès de la dissection de la masse calcaire et leur commandement au-dessus des "bassins" avoisinants, deux causes (diastrophique et climatique) pouvant être attribuées à cette dissection.

Or le réseau des fissures et conduits de la nappe peut correspondre à deux types distincts. Le premier, signalant un vase karstique très évolué, est particulièrement représenté au contact des hautes et basses Garrigues (Seuve) et dans le voisinage du complexe chevauchant (Causse de Viols-le-Fort, le Relais des Chênes-Jardiole). Le second installé dans des calcaires généralement peu fissurés mais puissants, la nappe n'y apparaissant avec netteté qu'à l'approche des canyons, d'ailleurs profonds. Affectant les bassins de la Virenque, Vis, Hérault supérieur, Ricourt, haut Vi-dourle, il paraît correct de l'interpréter comme résultant de la

révélation de fissures potentielles, dans le voisinage de canyons rapidement creusés, où jouent les effets d'une décompression brutale, dans une aire qui est celle d'une surrection récente. Nous avons, par ailleurs, donné une carte qui montre, entre autres influences, comment les percées hydrogéologiques s'ordonnent par rapport aux Cévennes, en conformité avec la pente d'ensemble acquise par le Bas-Languedoc, vers le Golfe du Lion.

Toutefois, en constatant ci-dessus une certaine sous-adaptation des écoulements actuels par comparaison avec le volume des conduits, c'est vers un changement climatique que nous nous orientons. C'est, naturellement, cet intérêt que soulève l'étude du karst superficiel.

c)-Les enseignements paléo-géographiques du karst superficiel:

Concernant ces formes, nous avons estimé que le légitime souci de classification et de typologie ne devait pas faire perdre de vue le rôle que leur apparition et leur développement leur ont assigné dans le modelé de détail et l'évolution des aplanissements auxquels nous les avons liées.

-Les lapiès : Nous n'avons pas caché que leur typologie comportait des formes rares et que, finalement, les types les plus répandus étaient peu variés: lapiès géants ruiniformes des dolomies (Mourèze) ou des calcarénites (Sauve, cause de Pompignan), tables de lapiès du Barrémien de Méjannes-le-Clap, type géométrique du revers de l'Hortus (Valanginien élevé) et grandes rainures de

clouargues (Urgonien) et, surtout, Spitzkarren des calcaires purs (Tithonique, Urgonien), parfois accompagnés de chenaux sinueux, exprimant moins le rôle direct du ruissellement néandrex que la coalescence de petites kamenitza. Les variétés rappelées, ici, sont dans la dépendance des aptitudes et de la fracturation de la roche, comme de la durée d'application du processus de dissolution, étant quelquefois possible de déceler deux modèles de rainures de taille et d'âge sans doute différents sur le même matériau. L'observation des phénomènes actuels sur des aires diaclasées, aux pentes variables, conduit à penser que, plusieurs fois dans la durée du quaternaire, des lapiés nus ont dû être enterrés et des lapiés couverts, exhumés. De la sorte, nous avons attribué à cette sculpture du calcaire un rôle peut spectaculaire mais décisif dans le processus de regradation de nos plateaux, d'autant que la destruction fréquente des microcrêtes par le gel (clapiers) favorise l'exportation de matière.

-Les dolines: Leur typologie fait apparaître les aptitudes de la roche (types à corrosion dominante ou mettant en cause des effondrements; en baquet, en puits), l'organisation ponctuelle du drainage (intersection de fractures, héritage d'un creux préparé à partir d'un biotope végétal -P. Vaud II, 1959), puis l'action des éléments recueillis (pansement humide à filtration lente de la terre rossa mêlée de gélifract, neige). Cette dernière rend compte, sans doute, entre autres causes, de l'abondance plus grande de ces formes sur le Larzac, par comparaison avec le Bas-Languedoc Méditerranéen (où les ouvalas sont rares) et, à l'intérieur de celui-ci, de la

supériorité des hautes Garrigues sur les basses. Les dolines expérimentent encore les facilités offertes au drainage vertical. De là leur localisation préférentielle dans les fonds de poljés ou de "cuvettes" ou, à l'inverse, à proximité du tranchant des corniches et sur les dos anticlinaux. Ces dispositions sont aisément réalisées dans les hautes Garrigues, justement, la feuille de St-Martin-de-Londres au 1/50 000ème étant particulièrement démonstrative à cet égard. La petite taille de la plupart des dolines à bord net renvoie, sans doute possible, aux temps quaternaires. L'on peut se demander si les formes indécises sont de vieilles dolines estompées ou ont un caractère incipient. La localisation de beaucoup d'entre elles au fond de vallons secs qu'elles désorganisent, tranche la question en faveur de la deuxième hypothèse. De toutes façons, les dolines contribuent à la dégradation des surfaces aplanies, comme les poljés.

-- Les poljés :

Les plus vastes, les moins indiscutables, exploitant une situation structurale, allongés dans le sens des dislocations tectoniques, développant leur plancher, établi au niveau des ponors, aux dépens de leurs bordures, les types les plus variés aussi, se trouvent au-delà des limites de notre terrain propre, dans les Grands Causses. En Bas-Languedoc méditerranéen, nous avons appliqué cette dénomination à des dépressions de taille réduite mais que l'on ne peut confondre avec des ouvalas ou de grandes dolines, ces dernières dépressions fermées, parfois, en rongant secondairement le plancher. Elles se rapportent à deux types: le fluvio-poljé, héritier

d'une vallée morte ou d'un épandage de type fluvial, la "cuvette" fermée entre des croupes, selon le schéma décrit par R. SCHWABE (1973). Du premier modèle, les causses d'Aumelas, de Viols-le-Fort, l'aire anticlinale des Bois de Pous, Monnier, Bruzet, les Garrigues de Lussan offrent des exemples. Du second, on peut relever deux cas dans le Bois de Bouis (f. de St-Martin-de-Londres). Trop haut perchés, aujourd'hui, pour se définir comme des "interruptions" du réceptacle karstique et donner lieu, autrement que de façon rarissime, au phénomène d'extravasement - là du moins où la dolomie ne maintient pas une nappe paradoxalement suspendue au-dessus de galeries vides - un peu plus fréquemment concernés par l'inondation d'engorgement, ils étalent, sur un plancher rocheux dont tous les avens ne sont pas des ponors, une couverture complexe: terra rossa incorporant des éléments de couvertures détritiques siliceuses d'âges divers épandus à la surface des calcaires, et remaniée avec des apports plus récents de gélifractions ou, pour le domaine rhodanien, de loess. Nous avons accordé à ce masque, filtrant lentement et étalant les eaux du proche impluvium, un rôle décisif dans le surcreusement du fluvio-poljé; oeuvre de longue haleine, et plus longue peut être pour le type en cuvette, qui a dû couvrir une grande partie des temps quaternaires. Aussi pensons-nous, avec J. NICOD (1972), que l'altération des matériaux de la couverture et le développement latéral de la dépression ont dû progresser en phase interglaciaire, selon le modèle des karsts superficiels des pays chauds, tandis, qu'en période froide, les phases humides très propices à l'activité du karst souterrain concourraient à l'approfondissement

et les phases plus sèches au piégeage des gélifracts -- évolution évidemment polygénique. Rappelons, du reste, que les vallées désorganisées par les fluviopoljés sont majoritairement à orientation Sud - Nord - ou Est - Ouest, soit établies en sens contraire du mouvement général de bascule du Bas-Languedoc vers le Golfe du Lion, ce qui ne fournit, sans doute, aucune indication chronologique précise, mais n'est nullement incompatible avec une genèse de longue durée.

Enfin, il est bon de rappeler que, lapiès, dolines ou poljés, aucune de ces formes ne dépend de la dissolution pure: toutes portent la marque du froid quaternaire qui, bien autant que le modelé karstique, contribue à créer le pittoresque quelque peu épre de ces plateaux (J. TRICART, 1952).

B- Les formes et formations quaternaires:

1- Limite plio-quaternaire et paléogéographie du Pléistocène ancien:

Nous devons fixer une limite plio-quaternaire. Nous l'avons fait dans le cadre d'une chronologie longue, tant pour des raisons de commodité que de corrélations interdisciplinaires débouchant sur un ensemble de caractères paléogéographiques originaux. Géodologues, zoopaléontologues et paléobotanistes tendent, régionalement, à fixer l'horizon repère de séparation à la couche lagunaire à Potamides Basteroti. Citons, pour faire court: R. ANGELADA, H. ANNAL, R. BALLESTIO, E et F. BAZILE, J. BARRIÈRE, H. CAPPELLA, J. R. LA GORRIE, J. MICHAUX, J. J. BUC et C. TOHI (1963, 1964, 1969, 1969-70, 1971, 1971, 1972, 1973, 1974, 1974, 1974).

a)-Les faciès:

Succédant aux couches à Potamides Basteroti se présentent des faciès détritiques, sables et galets à forte proportion de calcaires, locaux (Biterrois, Balaruc, cône de la Mosson) ou cévenols et duranciens (Costière méridionale) dont la grossièreté s'accroît vers le haut.

Leur série est coupée par un épisode laguno-littoral (calabrien) qui, à l'instar du complexe à Potamides Basteroti, comporte un horizon de montmorillonite noire ou verte dont l'origine paraît se réclamer de la néo-formation, dans un milieu riche en bases, en alumine et en silice, en particulier par le fait de la destruction d'anciens sols kaoliniques, alors représentés en amont, et soumis à l'érosion.

Cependant que les décharges détritiques se font de plus en plus grossières, la sédimentation s'enrichit en carbonates, figurant dans les marnes (Celleneuve), formant des dalles calcaires (Frontignan), cimentant les cailloutis (Balaruc-le-Vieux).

b)-Implications paléogéographiques: le cycle d'accumulation du Pléistocène très ancien dans le bas pays:

L'origine des matériaux (Montagne Noire orientale, Cévennes, Garrigues) suggère un vigoureux épisode de glyptogenèse dans l'hinterland, auquel correspond une phase d'accumulation généralisée dans le domaine sublittoral, de la Costière méridionale et la Vistrenque en Biterrois et, d'ailleurs, jusqu'en Roussillon.

La paléontologie appliquée aux Rongeurs indique bien un faible rafraîchissement du climat (Donau?). Mais la crise rhénassienne en cause, en ambiance régressive, évoque à la fois des flux puissants, mais irréguliers, et, par la chimie des argiles comme par le dépôt du calcaire, l'existence d'une saison chaude et d'affinités arides.

En outre, les calibres des cailloutis transportés supposent des pentes qui n'existaient pas à l'Astien. Ainsi se trouve suggérée une crise diastrophique mineure dont les figures tectoniques sont connues en Costière (anticlinal de Gènerac, faille d'Aigues-Vives-Captives -J.BARRIÈRE et C.TONI, 1972) mais dont le style semble admettre divers mouvements de bascule (Biterrois, plaine d'Alès) et mouvements à moyen rayon de courbure (Vaunage). Elle a préparé les défluviations de la zone flexurée sublittorale (Vidourle, Mosson) et, l'érosion latérale l'emportant encore sur la dissection verticale, favorisé les phénomènes de regradation et la création des méplats inférieurs par quoi s'achève le système étagé des aplanissements languedociens.

c)-Le Pléistocène inférieur élevé et les débuts de la dissection:

Affectées d'un paléosol très évolué et tronqué mais nettement fersiallitique, datées en Costière par l'archéologie, en bordure occidentale de la vallée de l'Hérault par le volcanisme, des formations alluviales de cailloutis fluviatiles exclusivement siliceux s'inscrivent légèrement sous le remblaiement évoqué au point précédent. Ce début de la dissection coïncide avec un refroidissement

très net du climat, attesté par la petite faune: c'est le Gunz ou "Villafranchien" récent, pour employer une expression qui permette l'interprétation de la carte géologique, fondée sur une conception "courte" de la stratigraphie quaternaire.

Donau (?) et Gunz sont regroupés dans le Pléistocène ancien de notre essai au 1/750 000ème qui exprime leur commun aspect morphologique: collines disséquées (Costière méridionale), hautes terrasses aux balcons émoussés (costière septentrionale), buttes à chapeau alluvial s'écroulant sur lui-même (Lunellois, pays montpelliérain, vallée de l'Hérault), trainées alluviales datant des replats (Gardon moyen, vallée de la Cèze à l'approche des Garrigues de Lussan), aucune de ces formations n'a conservé intacte sa topographie d'accumulation. Les formes sont nettes, au contraire, dans le Pléistocène moyen et récent, surtout concernant le Riss et le Würm où les signes du froid deviennent moins discutables.

2-La dissection rythmée du Quaternaire moyen et récent:

Glacis, **terrasses** et versants typiques, largement répandus par tout le Bas-Languedoc, posent des problèmes de **rythme** d'élaboration et de datation.

a)- Les Glacis:

Formes inactuelles en roche tendre (puisque souvent disséquées voire détruites au profit d'un micro-relief différentiel, mais alors susceptibles d'être reconstituées à partir de l'analyse des tracés des petits organismes hydrographiques), les glacis languedociens, qu'ils soient appuyés sur des versants ou en position de piedmont, demeurent de dimensions modestes. Nous en connaissons trois

variétés:

-Les glacis réputés nus, en réalité discrètement pavés, sont d'authentiques formes d'érosion "aréolaire", propres aux "bassins" marneux mal fournis en gélifracts par le relief dominant (Sud du "bassin de St-Martin-de-Londres, plaine de Campagne, "bassin" de St-Chartes).

-Les glacis couverts par un à deux mètres de cailloutis locaux masquant les inégalités du substratum, sous la forme d'amas soliflués ou de grèzes litées grossières, cimentées ou non par la calcite, représentant un cas très général ("bassin" de Ganges, "alvéoles" de Valflaunès, Lauret, Claret, plaine de Pompignan, "bassin" d'Alès, pentes de raccordement entre les terrasses de la Costonne septentrionale ou du Biterrois). Ce sont des formes de transit de la couverture d'où le renouvellement de l'exposition de la roche en place sous-jacente et l'existence d'un double front d'attaque: l'un au niveau de la première, l'autre de la seconde.

-En position de piedmont (Ouest du "bassin" d'Aniane, Sud-Est de la Gardiole) l'épaisseur des débris excédant 10 à 15 mètres (ce qui est considérable en notre région) dénonce une tendance à l'accumulation.

Les processus discrets (creeping, solifluction, rill wash beaucoup plus fréquent que d'hypothétiques sheet floods) qui modèlent ces glacis, ne permettent pas de rendre compte de leur faible pente, en contraste avec le redressement des hauts de versant: il faut admettre l'existence d'un "knick" préalable, structural (type de versant) ou tectonique (type de piedmont).

Glacis et terrasses ont conspiré au dégagement rythmé des "bassins" de Garrigues grâce à la prédominance des faciès marneux dans la sédimentation de ces derniers.

b)-Les terrasses:

Relevant presque exclusivement du type étagé, elles appartiennent incontestablement à la catégorie "climatique"; nullement parallèles entre elles (Costière, Biterrois), elles plongent successivement à l'aval sous le remblaiement post-glaciaire commandé par le niveau atteint par la transgression flandrienne, apparaissant ainsi comme liées à des rivages marins ordinairement plus déprimés que le littoral actuel; par ailleurs, la forme composite des glacis-terrasses, mêle dans leur couverture des gélifracsts locaux aux alluvions venues de l'amont. L'archéologie confirme, trop rarement il est vrai, l'accumulation en période froide. Au contraire, les végétaux pétrifiés des terrasses tuffacées (Orb, Hérault, Vis) invitent à classer celles-ci dans les périodes interglaciaires (ou interstadiaires) et postglaciaires. L'Hérault, dont les fortes crues montent très haut dans les gorges et qui met en action des courants de chasse puissants, s'accompagne de basses terrasses rocheuses qui ne sont autres que le substrat (d'ailleurs lapissé) d'accumulations alluviales actuellement dispersées, sauf quelques cailloutis demeurés pris au piège du karst et des marmittes de géant. Ce sont des preuves du fait que les Canyons n'ont pas été, eux non plus, creusés d'un seul coup. Mais elles demeurent rares et l'on ne peut ordinairement arguer que de quelques replats et éperons de méandres qu'il est difficile, dans la pratique, de raccorder aux "niveaux de grottes".

Les petites vallées à alluvions principalement calcaires ne montrent guère qu'un très bas niveau (Würm tardif), encore submergé par les crues, et dominé par une ou deux terrasses plus élevées (niveau principal du Würm, Riss?). Au long des grands organismes (Orb, Hérault, Rhône, Gardon), non seulement le Mindel est représenté, mais la plupart des périodes froides fournissent plusieurs nappes d'accumulations alluviales. Rappelons que celles de la Cèze et de l'Auzonnet, dans la traversée du fossé d'Alès, ont plutôt le caractère de "glacis alluviaux" au sens de H. ENJALBERT (1960).

c)-Problèmes de datation, formations pédochromes:

Il va de soi que l'emploi des termes de la chronologie alpine ne peut guère avoir qu'un sens indicatif, en l'absence de toute liaison avec des moraines. Du reste, les moyens de datation sont pauvres: laves des marges biterroises pour les terrasses anciennes, outillages préhistoriques peu nombreux encore, intéressant surtout les terrasses et glacis récents. En domaine littoral, les relations avec les formations marines ont fourni quelques secours quoiqu'elles soient elles même difficiles à déterminer.

Dans ces conditions, nous avons dû utiliser, le plus fréquemment, l'analyse altimétrique locale (excluant tout rattachement lointain imprudent) et conjointement, l'analyse pédologique, compte-tenu de la nature du matériau alluvial (plus favorable lorsqu'il est siliceux que lorsque le calcaire y abonde) et étant prise en considération la tendance constante à la formation de sols fersiallitiques depuis le Günz, le degré d'évolution, en milieu pétrographique homogène, devenant alors significatif d'une certaine ancien-

neté par enregistrement des effets cumulatifs. Dans cette perspective, on peut retenir que les paléosols très lessivés, largement tronqués, à puissant colmatage de l'horizon Bt, avec pseudogley et altération de la roche mère, relèvent du Pléistocène ancien (Günz); que les paléosols lessivés, à horizon Bt non complètement colmaté et horizon Bca net, appartiennent au Pléistocène moyen (Bt plus épais et rutilant pour le Mindel; Bca bien constitué pour le Riss); que les paléosols plus faiblement fersiallitique, du type sols bruns méditerranéens, sans lessivage marqué et à horizon Bca à peine amorcé, signalent le Würm (J. BARNIERE, 1971)

Théoriquement, on peut admettre que ces paléosols se sont formés aux dépens de matériaux frais, créés, déplacés et déposés de nouveau, tant dans le cas des couvertures de glacis que des accumulations de terrasses.

Dans la réalité, ce schéma évolutif n'est que rarement réalisé. Toute crise de rhexistasie (coïncidant avec les périodes où le froid ou la sécheresse ont réduit la protection végétale) s'applique, en grande partie, à des matériaux préalablement altérés (paléosols et régolithes, emprunts réalisés par sapement latéral au détriment de terrasses plus anciennes). L'altération (lente, souvent afférente à une phase de biostasie) est donc survenue avant (et ailleurs), par rapport au transport (rapide) et au dépôt (massif et homogène). C'est pourquoi, concernant des cailloutis à matrice fine très évoluée ("bassin" d'Aniane, Frontignan), des loess remaniés (Lédénon, Collias), des colluvions fines d'âge divers (Mauguio)

où l'on distingue l'effet tardif des actions anthropiques ("bassin" de Ganges), ces formes pédochromes marquent une préférence pour les glacis d'accumulation de piedmont.

Une fois en place, les formations pédochromes subissent à leur tour une néopédogenèse. Celle-ci est fréquemment accélérée, s'appliquant à un matériau déjà altéré (Biterrois, Costière); mais dans ces mêmes régions, il arrive que le réapprovisionnement en calcaire, soit par emprunt au substrat, soit par saupoudrage éolien, freine l'évolution de néosols.

----- La troncature des paléosols est génératrice de déséquilibre en portant les horizons B d'accumulation au niveau supérieur de lessivage. Ainsi les horizons B, ramenés près de la surface sont-ils appauvris et démantelés, cependant qu'un sol plus jeune, mais de même tendance fersiallitique, s'organise, brouillant le premier (piedmont de Mauguio). C'est un signe de polygénisme des landes de glacis. D'autres phénomènes de polygénismes sont induits par un barrage aval du glacis (Valflaunès) ou par l'insuffisance de la dissection intermédiaire entre deux phases d'érosion aréolaire (Prades-le-Lez).

Mais le polygénisme quaternaire est essentiellement le fait des grands versants, où se résume, plus ou moins complètement et plus ou moins clairement, l'action de dissection propre à cette ère.

d)-Les grands versants:

----- Les versants structuraux:

Moins fréquents qu'on ne le penserait a priori, en pays méditerranéen, ils requièrent une entaille verticale rapide du thalweg et de forts contrastes lithologiques: bancs puissants de roches cohérentes peu gélives, propres à former les corniches, et horizons faibles, marneux et gélifs, où se développent les replats qui évoluent en glacis barrés, d'autant plus nets que leur pente s'avère contraire au pendage (haut Lodévois). Leur domaine est celui des hautes Garrigues, des pays d'Anduze et de Lussan. Nous leur rattacherons deux variantes.

D'une part, les versants rocheux ruiniformes des calcaires dolomitiques et des calcarénites (Mourèze, Gorge de l'Hérault et vallon du Verdus à St-Guilhem, Sauve).

D'autre part, les versants en surplomb du type abri-sous-roche. Très beaux dans l'Urgonien de la gorge du Gardon (Collias) il n'y ressortissent pas forcément à la transformation d'une rivière souterraine en canyon, mais s'expliquent, le plus souvent, par une aptitude à la microgélifraction sur des parois où suinte l'eau d'infiltration. (J.NICOD, 1967).

---- Les grands versants concaves:

Plus spectaculaires que nombreux (cf. Hortus), ce sont des versants mixtes, couronnés de corniches, mais réglés dans leur partie moyenne et basse où se développe la concavité. Sur cette pente, par définition décroissante, l'on constate, parallèlement, la diminution du calibre des débris. Mais ces derniers appartiennent à plusieurs générations de matériaux détritiques et se réfèrent à des

actions morphoclimatiques différentes. Ce type de versant s'achève normalement à la base, sur un glacis.

----- Les versants à longue portion rectiligne:

A les examiner sur toute leur hauteur, ce sont, en réalité, des versants convexo-concaves. Mais, entre une convexité sommitale et une concavité basale d'extension réduite, ils développent une importante section moyenne rectiligne. Ils apparaissent dans des situations typiques: tectoniques (stade d'usure de facettes de failles ou de talus de ligne de faille exhumés après fossilisation protectrice -- cf. retombée du Bois de Monnier sur la plaine de l'ompignan), structurales (cuestas ou crêts dépourvus de corniches par insuffisance de différenciation lithologique de leur binôme -- cf. cuestas lutéliennes des "bassins" du pays montpelliérain: Hurles, la Boissière), morphodynamiques (flancs d'archithéâtres de méandres encaissés, avec exportation durable des débris par le thalweg -- cf. ruisseau de Gassac, descendant vers la plaine d'Aniane). Ils évoquent des versants de RICHTER et, de fait, l'éboulisation joue un rôle certain dans leur évolution. Toutefois, creep, grèzes li-tées, poches de solifluction, traces de paléosols remaniés apparaissent dans leur couverture, mince et fixée par la végétation, les définissant comme des pentes de transit, ayant longtemps évolué en fonction de processus dominants successifs et différents -- soit polygéniques.

3)-Les climats du Pléistocène.

Difficulté majeure de la morphologie climatique appliquée au Pléistocène en pays méditerranéen, la question de la convergence

des formes et des formations, élaborées soit en ambiance froide, soit en ambiance sèche, requiert un effort en vue de mieux définir les paléoclimats. A ce propos, plus particulièrement, nous avons fait appel aux enseignements des disciplines connexes.

a) - Et d'abord ceux de la sédimentologie des grottes fouillées, enregistreurs particulièrement sensibles de l'évolution paléoclimatique (E.BCNIFAY, 1955, 1956; F.BOURDIER, 1962; J.J.BLANC, 1964; H.de LUMLEY, 1965, J.C.MISKOWSKY, 1966-1971; M.ESCALON de FONTON, 1971). Alors que nous avons vu, par ailleurs, succédant à l'épisode plutôt aride du Donau, le froid s'introduire avec plus de netteté au Günz, il triomphe durement à plusieurs reprises à partir du Mindel. Au cours des grandes subdivisions des temps quaternaires moyens et élevés (phases glaciaires et interglaciaires), le froid coïncide avec l'humide et la chaleur avec le sec. A une échelle temporelle moyenne (stades et interstades), il semble bien que la plupart des périodes froides commencent modérément, dans une ambiance humide, pour s'achever plus sévèrement, dans une ambiance sèche. Mais on ne saurait, dès ce niveau, systématiser sans imprudence: chaque stade ou interstade paraît avoir sa physionomie propre. Et cela est encore plus vrai à l'échelle réduite des "phases" et des "sous-phases" où l'on peut, par exemple, assister au passage de l'humide au sec, sans réchauffement. Bref, l'on serait tenté de conclure que les oscillations des phénomènes thermiques et hygro-métriques sont non seulement déphasées, mais ne relèvent pas de la même périodicité. Du moins peut-on conclure que les variations de ces deux composantes essentielles des paléoclimats ont eu une égale

importance paléogéographique.

b)-Les enseignements de la zoopaléontologie: Si l'utilisation de la sédimentologie des grottes fouillées soulève la question des rapports du monde hypogée et de l'espace subaérien, l'utilisation paléoclimatique de la paléontologie implique des problèmes encore plus redoutables: extinction des phyllums en voie d'épuisement; plasticité des êtres vivants dans leurs possibilités d'adaptation à un milieu changeant; appauvrissement anormal dans la liste des espèces par le fait d'obstacles (désert, mer) interposés sur les voies d'une reconquête inter ou post-glaciaire.

Aussi n'avons nous dû retenir que peu de choses de l'évolution faunistique: l'apparition tardive d'animaux véritablement adaptés au froid (Renne) et l'alternance des espèces de vocations forestière et steppique, pour ne rien dire de celles qui s'expliquent par les caractères spéciaux du biotope (F.BOURDIER, 1954, 1962; J.CHALINE, 1972; J.P.GERBER, 1973; C.MOURER CHAUVIRE, 1972; B.PILLARD, 1972; J.RENAULT-MISKOWSKY, 1972).

Au total, l'enseignement de la faune joue un rôle introductif par rapport à celui de la flore.

c)-Les enseignements de la phyto-paléontologie:

Enrichie par l'essor des techniques de la palynologie et de l'étude des charbons de bois (M.Van CAMPO et AYMONIN, 1962; M.Van CAMPO, 1969; H.ELHAI, 1963, 1969; A.PONS, 1964, 1969; M.T.BARZADJ -XERFOURN, 1969; J.RENAULT-MISKOWSKY, 1967, 1972; H.de LULLEY, J.GULLEY, 1967 et A.FOURNIER, 1972; J.L.VERNET, 1972; J.P.SUC, 1973) et au prix de

quelques précautions touchant aux possibilités de sur-représentations de certaines espèces, la phytopaléontologie, confirme et nuance les enseignements déjà acquis.

-- Confirmation, en ce qui concerne l'appauvrissement progressif de la flore et la disparition des "exotiques".

-- Nuance, en ce qui regarde la rigueur de l'opposition de la "steppe périglaciaire" et de la "forêt inter ou post-glaciaire",

Les flores dites "chaudes" comportent, en réalité, beaucoup d'espèces (Chênes à feuilles caduques, Aulne, Tilleul) qui appartiennent aujourd'hui à la forêt tempérée ou au domaine semi-montagnard (Erable de Montpellier) à montagnard (Hêtre). Leurs exigences concernent moins la chaleur que l'humidité.

Les flores dites "froides", à l'exception des péri-méditerranéennes (Buis), redoutent moins la chaleur que la sécheresse. Les plus communes d'entre leurs espèces (Pin Sylvestre, Génévriers) sont aptes à supporter les gros écarts du climat et à se défendre contre un excès d'absorption d'eau, dangereux en période de gel.

Cette sobriété ou rusticité est le fait de l'association du Chêne vert qui, en concurrence avec le Pin, a traversé tous les temps quaternaires avec des facilités de développement diverses (J.L.VERNET, 1972).

Dès lors, une conclusion s'est imposée à nous: au cours des oscillations climatiques du Pléistocène, le Bas-Languedoc n'est jamais passé de la toundra à la sylve ombrophile, mais seulement de la steppe arborée à la forêt claire -- cette dernière se distinguant

de l'actuelle Garrigue dont la population floristique n'est pas fondamentalement différente, mais dont les aspects physiionomiques se sont singularisés sous l'influence de l'Homme.

En outre, le "ripage" des zones climatiques, pendant les périodes froides, s'est accompagné de leur "télescopage" sur les bords de la Méditerranée. Par suite, du fait de la concurrence et des adaptations, les micro-milieus, ont pris beaucoup d'importance en ce qui concerne le refuge des espèces interglaciaires, comme l'accueil des plantes des pays frais et humides (marais) ou des plantes de l'Europe continentale (steppes exposées au vent). De la sorte, l'appauvrissement général n'a pu que s'accompagner d'une diversification tendant à spécialiser les biotopes.

d)-Bilan d'intérêt morphologique: les moments et les secteurs:

Même dans les cas les plus favorables (la douzaine de terrasse du Rhône ou de l'Orb), le milieu subaérien se définit évidemment comme un enregistreur morphoclimatique moins précis que le milieu protégé des grottes: nombre de manifestations morphogénétiques mineures, liées aux processus faibles d'un climat peu efficient, qui ont compté dans le monde souterrain, ne se retrouvent pas en plein air, soit qu'elles n'aient pas marqué, du fait de l'encombrant héritage d'une phase antérieure, soit que leurs traces discrètes se soient trouvées complètement oblitérées par un puissant épisode ultérieur.

Il semblerait qu'à l'inverse, l'évolution morphologique, au long du Quaternaire, avec ses entailles verticales, ses glacis, terrasses étagées, accumulations colluviales et grands versants, représente un réactif particulièrement sensible à des modifications bio-climatiques finalement assez modérées. En réalité nous attirons l'attention sur les valeurs de seuil du coefficient de couverture végétale, sur la brève durée des crises glyptogéniques que l'abaissement de ces valeurs peut quelquefois provoquer et sur leurs relations avec les particularités du cadre local dans une région extrêmement cloisonnée.

A une échelle sectorielle un peu plus vaste, nous avons pu distinguer: 1) la montagne siliceuse, véritable milieu périglacière, du moins en Margeride et en Montagne Noire (la Cévenne étant davantage influencée par le phénomène de dénivellation); 2) la montagne calcaire (Grands Causses) offrant des types plus proches de ceux du Bas-Languedoc méditerranéen (glacis, sistre, grèzes); ce Bas-Languedoc lui-même dont le domaine oriental est mieux marqué par les phénomènes du "froid et du vent" que le domaine occidental, tandis que (peut être du fait des variations de la ligne de rivage) il est moins aisé d'opposer le domaine littoral à l'hinterland.

4- Les rivages quaternaires:

Leur étude est délicate à cause de la dispersion et de l'isolement de leurs témoins, peu spectaculaires. D'autre part, les altitudes du même rivage peuvent varier de quelques mètres selon que l'on tient la plage qui est significative ou bien un fragment

de dune ou une portion de l'espace "médio-littoral" qui ne le sont pas. En outre, la paléontologie pose de difficiles problèmes tant parce qu'elle se réfère plus souvent à des fossiles lagunaires qu'à des fossiles marins, d'ailleurs proches de la faune actuelle, que parce que le milieu des étangs est, en lui-même, très varié (falaises, estuaires, graus) et qu'il s'est montré très variable, au fur et à mesure de la construction du lido et du progrès des mouvements transgressifs/ régressifs. Encore faut-il, parfois, se contenter de noter l'émoussé caractéristique des galets et leur disposition parallèle au banc qui les contient, faute de témoignage coquillier. Si l'interstratification avec des formations continentales (Montels) apporte quelque certitude quant à la position stratigraphique, l'on doit aussi tenir compte de la confusion introduite par la gélifraction, la solifluction et le colluvionnement des dépôts marins mis en place pendant la phase transgressive et ainsi remaniés, en phase régressive, et, souvent, bien avant le maximum du froid (Barre de l'Évêque-étang de l'Ayrolles-Campagnol -J. BARNIERE, 1966). C'est à ce dernier auteur auquel nous sommes redevable de l'essentiel de notre analyse (1966, 1967, 1969 et 1972 en collaboration avec C. IONI) que nous avons exprimée dans le vocabulaire défini par A. BONIFAY et P. MARS (1959).

Le niveau repère par excellence est l'Autyrrhénien à Tapes Dianae et Cardium glaucum qui se tient, assez constant, aux altitudes de 5/6 mètres que l'on retrouve à Majorque et à Château-neuf-lès-Martigues. Les principaux sites concernent, aux marges de notre domaine, les bords des étangs de Leucate et de Sigean. Toutefois, on en peut citer quelques uns aux abords narbonnais du Biter-

rois: Langel, près d'Armissan, Montels, près de Capestang, la Vernède, près de Nissan. Il est encore connu sur la face Nord du mont St-Clair à Bête (cimetière le Py) et, sur l'autre rive de l'étang de Thau, à Maraval et Balaruc.

Un bas niveau Néotyrrhénien (1 à 2 mètres) est daté avec certitude près de Sigean (les Cabanes de l'Angle) par les formations continentales rissiennes et würmiennes qui l'encadrent. L'on peut, au contraire, hésiter pour ranger le rivage du Temple de Vénus (2 mètres), sis en bordure de l'étang de Vendres, et celui du Las Alban, Cabanes de Forton, Tartuguière (0 mètre), proche de l'étang de l'Or, soit deux zones de probable subsidence, dans un système Néotyrrhénien non déformé ou dans un système Néotyrrhénien gauche.

In outre, à Bête, sont signalés des rivages Paléo-tyrrhéniens (20 mètres: villa Sylvain, côté Nord; villa Metrella, côté Corniche), comme aux bordures de l'étang de Leucate et des rivages siciliens, (40 mètres: carrières Thomas et Ramassis), comme à St-Gilles avec une altitude semblable (40 mètres), ce dernier exemple pouvant être situé après les terrasses rhodaniennes d'âge Gluz de Garons et de Bouillargues-Solchet. Ce niveau immédiatement subordonné (15 mètres à St-Gilles comme à l'Ouest de Vauvert où il passe sous la terrasse mindélienne des Bouillens) est considéré comme un niveau régressif également sicilien.

Enfin, dans les "Hauts" de Contière, de Générac aux abords du Moulin Buguet et des Friches de Pourdiguët, des marnes à Gryphea virletti et G. cucukatta et un cordon de galets littoraux, signalent

interstratifiés dans des sables et cailloutis fluviatiles d'âge Donau, et déformé vers 110/130 mètres, le rivage calabrien.

Ainsi les faibles gauchissements des rivages siciliens et tyrrhéniens, la nette déformation du rivage calabrien situent bien l'ultime crise tectonique languedocienne au Villafranchien ancien.

Depuis il n'a pu survenir que des réajustements infimes. Néanmoins, la nette hiérarchie des littoraux successifs vers "L'Eperon Jurassique"(Sète), trahissant la tendance acquise à l'exhaussement, s'oppose à la confusion des formes du piedmont de Mauguio et des rivages de l'étang de l'Or où le Tyrrhénien se retrouve en partie masqué par le Flandrien, signe de subsidence.

Le système des "panneaux", mi-indépendants, mi-solidaires et probablement lié aux découpages du socle profond, joue donc sur le littoral, comme dans l'intérieur.

Avec cette remarque, nous achevons de résumer le schéma évolutif d'ensemble de la morphogenèse languedocienne. Il est complexe, révélant, superposés dans le paysage, les effets, encore sensibles, de nombreuses étapes paléogéographiques, parfois fort éloignées dans le passé géologique, que soit mis l'accent, pour chacune d'elles, sur les processus morphoclimatiques ou sur les conséquences d'un diastrophisme aux rythmes variés, appliqué tantôt au niveau de la couverture sédimentaire et tantôt intéressant le socle. Bien que le Bas-Languedoc soit situé dans une aire qu'influence directement l'orogénie pyrénéenne et, indirectement, l'oro-

génie alpine, sans oublier les effondrements méditerranéens, cette multiplicité des phases morphogénétiques, les marques de la précédente étant mal effacées lorsque survient la suivante, le rattache aux marges de la "France hercynienne" des auteurs, comme, du reste, ses confins provençaux et roussillonnais, assurant a fortiori sa solidarité avec le proche Massif Central cristallin ou métamorphique et calcaire. Nous avons montré, dans la première partie de ce travail, qu'il y a, du point de vue de la morphogénèse, une cohérence de l'évolution de toute une partie de la France du Sud-Est. Homogénéité qui, du reste, n'exclut pas une certaine variété des paysages sous-régionaux.

11)-La variété sous-régionale :

A- Le pays montpelliérain :

Défini dans un sens large, comme nous l'avons compris, le pays montpelliérain est, par lui-même, une expression de cette variété.

Son "ossature" mésozoïque qui se recommande par la pureté des faciès calcaires des horizons supérieurs du Jurassique et par des affleurements du Dogger, dolomitiques à l'Ouest (Causse d'Aumelas), plus fréquemment marneux à l'Est (Gardirole), contribue à cette diversité d'aspects, avec les données d'une architecture composite et serrée, où le complexe chevauchant qui se termine pratiquement au front septentrional du "pli" de Montpellier et le domaine pyrénéo-provençal intermédiaire qui lui fait suite, se trouvent recoupés par des accidents cassants à peu près orthogonaux. Ces données justi-

fient la singularité du secteur effondré à l'Est de la faille des Matelles où s'étaient les formations néocomiennes et où les premiers horsts jurassiques (St-Vincent-de-Barbeyrargues, Mas de Périé) annoncent le style des pays du bas-Vidourle moyen. Elles rendent compte, également, de la diversité de taille et de nature des "bassins" de Garrigues: combes (Mortiès, Murviel); fossés et synclinaux (St-Gély-de-Fesc, Montarnaud, la Boissière, Aniane, St-Paul-et-Valmalle, Sainton, Villeveyrac, Mas d'Antenègre, Fertalières, Montbazin-Gigean) dont le remplissage, au-delà des habituelles formations lacustres paléogènes, comporte l'intervention du voile transgressif de la molasse dans le dernier exemple cité. Entre Hérault et Vidourle, le drainage, vers la mer est organisé par de petits organismes côtiers (Coulazou, Mosson, lez, Salaison etc...), d'ailleurs pour l'essentiel inadaptés à la structure et traversant en gorges vigoureuses bien que peu profondes, les calcaires du "pli" de Montpellier.

Par delà ces caractères communs, plus que l'opposition du domaine littoral et de l'interland, d'ailleurs significative, ce sont les différences entre l'Est et l'Ouest qui retiennent l'attention.

Dans l'Ouest montpelliérain, nous avons pu décrire un bel étagement des formes:

La "haute" surface languedocienne et la "surface fondamentale", bien distinctes l'une de l'autre, dominant, à leur tour, deux aplanissements plus restreints et plus récents. De ce point

de vue, la retombée du "pli" de Montpellier sur le fossé de Montbazin-Gigean ou les "niveaux" de la Gardiole sont démonstratifs. Dans les plateaux de Viols-le-Fort, le Relais des Chênes, comme sur le Causse d'Aumelas, la "haute" surface est fortement dégradée dans un style appalachien. Les gorges qui dissèquent les aplanissements sont assez vigoureuses (Coulazou). Des signes de déformations récentes ont été notés: en coupole, pour le Causse d'Aumelas, sous la forme d'un mouvement de bascule pour la Gardiole, par gauchissement vigoureux en ce qui concerne le St-Loup. Ce diastrophisme prend place dans le cadre de la tendance languedocienne d'ensemble à l'inclinaison vers le Golfe du Lion et la Camargue.

Cette dernière commande l'orientation à l'Est (plateau du Relais des Chênes) ou au Sud (Causse d'Aumelas-Massif de la Moure) des percées hydrogéologiques et le déversement des eaux hypogées vers les nappes captives de la plaine sublittorale.

Les témoins d'aplanissements antérieurs à l'orogénie pyrénéo-provençale, tout comme les surfaces de discordances anciennes, plus ou moins gauchies, ne jouent de rôle notable que sur les bordures exhumées des massifs de calcaires résistants (pourtour du bassin de Villeveyrac, plancher du fossé de Sainton, flanc oriental du demi-synclinal du Mas d'Antonègre, flanc méridional de l'anticlinal de Viols-le-Fort). Leur dégagement est à rapporter à l'affouillement des "bassins" de Garrigues.

Ce concernant ceux-ci, et outre la mise en valeur différentielle des reliefs micro-structuraux (gouttière de St-Gély-du-Fesc, "bassins" de Murles, de Montarnaud), il convient surtout de signaler les forces quaternaires: terrasses et glacis. Réduites aux niveaux du Pléistocène moyen et récent dans la plupart des cas, ces dernières montrent un étagement plus ou moins important, mais presque toujours net. Pour qu'il en soit autrement, il faut que la dissection ait été perturbée par des modifications de tracé dans la partie amont d'un bassin versant (la Boissière); déjà dans le fossé-synclinal de Montarnaud, l'entaille réalisée par la Mosson et ses affluents est bien venue. La vigueur de la dissection qui prend place entre le façonnement des glacis ou l'accumulation des terrasses dépend sans doute de la position et de l'importance de l'organisme hydrographique responsable. Ainsi est-elle plus forte à l'amont qu'à l'aval de la dépression de Montbazin et maximale dans la plaine de l'Hérault où les niveaux d'un Quaternaire plus ancien sont représentés.

En fin de compte, lourdeur des formes, cloisonnement sévère de bassins reliés entre eux par des gorges bien dessinées, étagement répété et sans équivoque tant des surfaces d'aplanissement que des glacis et des terrasses caractérisent cette partie de "l'Eperon jurassique" du Languedoc.

Dans l'Est et le Sud-Est du pays montpelliérain, il en va différemment.

Seule la "surface fondamentale" se trouve représentée sur l'étroite lame calcaire par quoi se prolonge le "pli" de Montpellier. Déformée, elle penche à l'Est et au Sud. Elle n'offre plus qu'except-

tionnellement le spectacle d'une dégradation différentielle. Re-gradée, remployée, elle finit par se confondre avec l'aplanissement néogène de l'Est- Sud-Est de Castries.

Du cône de la Mosson (la Paillade) aux cailloutis calcaires de Vérargues, les dépôts du Pléistocène tout à fait inférieur prouvent que le contact plaine-Garrigues a été le siège d'un épisode de remblaiement très actif, consécutif à la crise glyptogénique contemporaine dans l'hinterland. C'est sur ce remblaiement et en fonction d'une sorte de flexure, de rayon moins étroit qu'il n'a été écrit, que se sont préparées les défluviations de la Mosson et du Vidourle.

Elles ont inauguré une phase de dissection qui débute avec le Gunz et à laquelle on doit les faibles gorges du Lez, du Salaison ou de la Bérange et létagement des dépôts, rhodaniens (jusqu'au Mindel), puis locaux. Mais celui-ci ne revêt quelque ampleur qu'à l'amont, au contact des Garrigues. La hiérarchisation des formes et formations quaternaires tend à s'effacer au Sud et à l'Est, notamment dans la plaine de Mauguio. L'aspect de la terrasse wurmienne du Lez, bien dégagée au Nord de la cluse de Castelnaud et passant sous le limon subactuel au Sud, ainsi que la demi-dissimulation du rivage tyrrhénien de l'Etang de l'or sous les dépôts flandriens complètent l'impression de confusion en ce domaine sublittoral.

Le potentiel érosif induit par le diastrophisme du Néogène et du Quaternaire inférieur est donc très différent dans les

deux parties du pays montpelliérain. Il trahit la subsidence à l'Est, la tendance aux mouvements positifs à l'Ouest, dans cet "Eperon-jurassique" qui se prolonge au sein des hautes Garrigues.

B-Les hautes Garrigues de l'Hérault et du Vidourle supérieur:

Excédant 400 et 500 mètres, les hautes Garrigues se définissent d'abord comme un milieu semi-montagnard où, notamment, la notion d'exposition revêt une certaine importance. Toutefois, en partant du pays montpelliérain, on les atteint par une transition ménagée; paysages de même famille et cependant quelque peu différents. Le trait fondamental demeure l'opposition des massifs et des "bassins". Mais les massifs sont plus élevés et, relativement à eux, les bassins plus déprimés quoique les uns et les autres s'affirment toujours structuralement aussi variés. De la sorte, la coupure des gorges devient plus impressionnante, et plus amples les versants où les types à corniches rocheuses se font moins rares.

La lithologie donne l'impression de peu de variété. Les faciès les plus répandus se résument en effet dans: le Dogger largement dolomitisé (aire du Buèges), les puissants calcaires du Jurassique élevé (enveloppes du même anticlinorium du Buèges, Séranne, Taurac, système des Cagnasses, en bordure du bassin de Ganges, Coutach) et les faciès marneux du néocomien, notamment le Valanginien. Cependant, soit dans la masse (calcarénites) soit au sommet (calcaire "miroitant") de ce dernier étage, des horizons résistants ont favorisé des abrupts structuraux (micro-reliefs des bassins de Ganges et de N.D. de Londres et majestueuse corniche de l'Hortus). Dans ces

couches calcaires, originellement plus minces à l'Ouest, s'épaississant au fur et à mesure que l'on s'éloigne du socle du Massif Central, d'importantes circulations karstiques se développent tandis que tels faciès à petits bancs (Séquanien) s'avère particulièrement aptes aux "dislocations continues".

Aucun témoin néogène parmi les "bassins" de Garrigues, mais seulement des dépôts paléogènes, plus variés d'ailleurs dans l'aire synclinale de St-Martin-de-Londres que dans le fossé de Montoulieu. Originalité des hautes Garrigues, les "bassins" entièrement façonnés dans les marnes mésozoïques (N.D. de Londres, Ganges, Pompignan).

Cette carence du Néogène n'aide pas à retracer les étapes successives de l'évolution architecturale. Une méthode s'impose: le classement chronologique des accidents, les uns relativement aux autres. L'élucidation de tels rapports montre, du reste, que les grandes unités structurales (synclinal-fossé de la Séranne au relief inversé, aire anticlinoriale du Buèges, ensemble synclinal du causse de Pompignan-bassin de St-Martin-de-Londres, demi-dôme du Coutach, anticlinal-horst du Taurac, synclinal de Ganges), apparemment taillées à larges traits, sont, en réalité, assez complexes. L'Infléchissement des axes plissés au Nord-Est, les grandes failles de décrochement ayant en outre joué en distension et en compression, l'influence du socle et de ses mouvements sont particulièrement sensibles dans l'extrémité orientale du synclinal de Ganges et à l'approche du "monoclinal de bordure" (cf. dôme de Durfort).

En dépit de cette complication structurale, nulle part la disposition "en marches d'escalier" n'est plus nette (Séranne aire du Buèges, cause de Pompignan- bassin de St-Martin-de-Londres, avec retombée orientale sur la failles de Corconne).

Il est probable que cette disposition a été préparée par le jeu pyrénéo-provençal des grandes failles "en coulisses" Sud-Ouest, Nord-Est à Sud- Sud-Ouest, Nord - Nord-Est. Mais il faut bien admettre qu'elle résulte surtout de la nouvelle activité de ces accidents, provoquant la surrection relative de la bordure du Massif Central par rapport au Bas-Languedoc, lors de la crise de l'Oligocène élevé et dont la sédimentation du fossé de Montoulieu apporte le témoignage. Et nous avons, en outre, soupçonné que la mobilité de cette zone s'est prolongée jusqu'à l'aube des temps quaternaires, malgré le défaut de dépôts co relatifs.

An effet, dans le cadre de chacun des compartiments précités, nous avons pu retrouver la hiérarchie des niveaux d'aplanissement déjà repérés en pays montpelliérain: non seulement la "haute surface" et la "surface fondamentale" (datée par ses argiles à cailloutis siliceux), mais localement, des niveaux subordonnés plus récents. Sur le Causse de la Selle, en bordure du "bassin" de St-Martin-de-Londres, en couronne sur le Causse de Pompignan (dont le centre Sud appartient à la topographie infra-tertiaire exhumée) ces aplanissements biseautent nettement les couches et montrent les mêmes figures de dégradation qu'au revers Sud du St-Loup: esquisses de cônes rocheux et modelé fluvio-karstique plus ou moins ruiné par les processus périglaciaires. Il est vrai

que le repérage des surfaces d'érosion devient beaucoup plus délicat sur la bordure Nord du "bassin" de Ganges et dans une bonne partie du pourtour de la plaine de Pompignan. Là, il est des topographies substructurales tandis que les formes structurales, tendent à l'emporter avec le "monoclinal de bordure", ce qui suggère un diastrophisme post-oligocène dans le domaine du contact de la couverture sédimentaire et du bâti hercynien. L'accentuation du décalage en altitude entre les différents niveaux, la profondeur des gorges, les particularités du réseau hydrographique (antécédence de l'Hérault en aval de St-Bauzille-de-Putois, du Lamalou à travers les enveloppes de l'anticlinorium du Buèges, dérapage du lit du Vidourle sous St-Hippolyte-du-Fort) apportent des arguments convergents en faveur de cette hypothèse: surrection prolongée dans le temps des Cévennes et du Larzac, abaissement concomitant de l'avant-pays languedocien.

Ainsi s'expliqueraient mieux les particularités du karst: relative richesse en formes superficielles, favorisées en outre par la nivosité quaternaire, situation des "aquifères" perchés, dans le "monoclinal de bordure" et dans les compartiments surélevés par faille (Causse de Pompignan), localisation, à l'inverse, des nappes souterraines dont les relations sont étroites avec les tracés de l'Hérault et du Vidourle subaériens, orientation des circulations hypogées, en grande partie guidées par la structure et la "pente régionale" (pays de Buèges, "bassin" de Ganges, aire de Pompignan).

En contraste, les formes climatiques quaternaires, paraissent discrètes, souvent réduites aux termes du Pléistocène récent et moyen élevé. Faible résistance du substrat valanginien, pouvoir

destructeur des écoulements submontagnards rendent compte de cette relative indigence. Les glacis, mal hiérarchisés dans le "bassin" de St-Martin-de-Londres, mieux venus dans les alvéoles bordières qui ont fait reculer la couronne du causse de Pompignan et dans la partie centrale du "bassin" de Ganges, comptent davantage que les terrasses. Parmi celles de l'Hérault, rappelons une basse terrasse rocheuse, plaidant en faveur des effets de chasse auxquels il vient d'être fait allusion, et, pour le Vidourle, en aval de St-Hippolyte-du-Fort, des formes qui évoquent les glacis alluviaux, confirmant le dérapage pré-cité.

C- Le pays d'Anduze et d'Alès:

La bordure sous-cévenole prolonge les hautes Garrigues de St-Hippolyte-du-Fort, par le pays d'Anduze, mais avec des caractères quelque peu différents. Non seulement les altitudes s'élèvent très vite vers le Nord et surtout vers l'Ouest, mais la lourdeur des formes s'affirme en pays sédimentaire et c'est au niveau du socle, micaschisteux sinon gneissique, que s'ouvrent d'amples cellules d'érosion, au long des principaux thalwegs, que séparent les "serres" étroits.

Le contact de la couverture sédimentaire et du socle est topographiquement moins bien dégagé qu'en pays de Ganges, bien que quelques aplanissements déformés (Bonnevaux) puissent être considérés comme dérivant de la surface post-hercynienne. Les affleurements gréseux et calcaires du Trias, les couches carbonatées du Lias prennent une importance inconnues ailleurs; à l'inverse, les niveaux

du Jurassique moyen et élevé et surtout les formations du Crétacé inférieur tendent à ne former qu'une frange en bordure de la plaine d'Alès, régnant, il est vrai, sans partage, du côté opposé, dans les Garrigues de Lussan.

La diversification du relief est commandée par les vallées, tant en zone hercynienne que dans la couverture sédimentaire. Là les coupures d'érosion révèlent une structure complexe mais inégalement tourmentée.

De ce point de vue, une certaine zonation peut être établie de l'Ouest-Nord-Ouest à l'Est-Sud-Est. Aux limites des affleurements du socle, la structure est relativement calme (synclinal de Mialet) et souvent tabulaire (Branoux, Tarrabias, Aujac-Bordezac). Dans une zone moyenne apparaissent d'importantes complications, liées à l'intervention du socle anté-stéphanien (horsts de Pailères, du Rouvergue) et à la présence des bassins houillers de la Grand'Combe, la Vernarède et de Bessèges, affectés de phénomènes de charriages anciens qui ne sont pas sans jouer un rôle dans la topographie actuelle, comme on peut le voir au long de la route de la Grand'Combe à l'Affenadou. En bordure du fossé d'Alès, les dislocations deviennent plus serrées, affectant d'étroites unités qui s'effondrent rapidement à l'Est-Sud-Est.

La zonation n'est pas moins significative du Sud-Sud-Ouest à l'Est-Nord-Est: le ploiement des couches est aussi important, en pays d'Anduze, que les accidents cassants orientés parallèlement à la bordure du fossé; en pays d'Alès le phénomène de plissement,

sans cesser pour autant, paraît secondaire par rapport à un système de failles, pareillement orienté, mais recoupé presque orthogonalement par les satellites du grand accident de Villefort. Cette marque-
terie complexe s'arrête à la faille du Mas de l'Air où le style de la bordure cévenole change, affectant une disposition plus simple, en "marches d'escalier".

Sauf en ce qui concerne les dépôts corrélatifs de l'Oligocène élevé, l'on est réduit à rechercher les relations géométriques entretenues par les divers accidents. L'on a reconnu l'orientation Est-Ouest des axes plissés pyrénéo-provençaux et les failles "en coulisse", à jeu compressif, liées à cette orogénie, dont celle d'Anduze est le prototype. Mais il est probable, en raison de quelques difficultés rencontrées dans le raccordement de certaines figures plissées de part et d'autre du fossé d'Alès, que telles de ces failles sont antérieures aux crises pyrénéo-provençales, tandis que d'autres sont l'expression de la distension Oligocène (faille "des Cévennes"). Quant à la direction "régordane", soit Nord-Ouest, Sud-Est, elle dénonce les accidents du socle, sans doute relatifs à des crises anciennes (le Rouvergue paraît s'être manifesté entre la mise en place des couches houillères et le dépôt du Trias) mais dont le rejeu récent fait problème, dans une région où la couverture sédimentaire connaît des réactions disharmoniques dues aux niveaux incompetents du Xeuper, du Toarcien, de l'Oxfordien et, pour la marge orientale, du Valanginien.

De nombreuses failles ont été nivelées, impliquent l'in-

tervention des phénomènes d'aplanissement en zone sous-cévenole. Mais il est difficile d'authentifier les plus hauts niveaux, trop fréquemment structuraux ou substructuraux. Un niveau moyen paraît exister, étroit et démantelé à l'Ouest du bassin d'Alès (par exemple formant une partie de la topographie sommitale du Peyremale); au contraire, il s'étend largement dans les Garrigues de Lussan, au-delà du Guidon du Bouquet et de la faille "courbe" de Seynes: là, rares étant les "monadnocks" demeurés en saillie (qu'il ne faut pas confondre avec les horsts qui le dénivellent: cf. Repère de Dève), penchant vers le pays d'Uzès par un léger gauchissement d'ensemble, servant de surface d'alimentation à un karst profond et actif, dégradé, tantôt légèrement par des systèmes successifs de vallées mortes que désorganisent dolines et poljés (Cambarnier, Camellié), tantôt profondément selon un style appalachien (Lussan, aire de St-Just), l'on reconnaît "l'aplanissement fondamental" languedocien. Mais sur les deux bordures du fossé d'Alès et en séparant les dépressions annexes (combe de Mons, synclinaux des Plans, de Boisson et de Gaussonille), des affleurements du Crétacé inférieur (Urgonien et Hauterivien) et leur revêtement paléogène constituent deux alignements de hauteurs étroites portant les marques d'un aplanissement inférieur. Dans le cas des klippes qu'il faut leur associer, il s'agit d'une topographie d'érosion pré-stampienne "remployée", lors de leur dégagement, et incorporée dans un aplanissement récent que datent des cailloutis "villafranchiens" aux environs de Rivière. Or, nous avons relevé les déformations de ce bas aplanissement; d'une part il s'abaisse du Nord vers le Sud; d'autre part, au niveau des klippes, il

dessine une ondulation sur l'axe de l'anticlinal de St-Just.

Ce serait une preuve bien incertaine de mobilité post-oligocène, si elle n'était corroborée par deux constatations convergentes relatives à l'hydrographie. En premier lieu, nous avons fait apparaître le fait que toutes les rivières sous-cévenoles, de la Gagnère au Gardon d'Alès, apparemment étrangères aux structures complexes, que leur entaille contribue à révéler, sont, en réalité adaptées à une tectonique de socle en touches de piano, telle que chacune d'elles demeure généralement contenue dans les limites du bloc où elle s'est trouvée installée, ce qui ne permet guère de vicillir l'ultime jeu de ces blocs au-delà de l'âge même des rivières en cause. En second lieu, nous avons constaté que, dans la traversée du fossé d'Alès, le Cèze et l'Auzonnet ne montraient d'étalements d'alluvions anciennes qu'en rive Nord et encore sous forme de "glacis-alluviaux" et non de véritables terrasses, d'où cette interprétation: le dérapage des deux rivières, à l'occasion des crises climatiques du quaternaire récent, exploitant le mouvement de bascule proposé au paragraphe précédent et réalisé dans une période antérieure.

Enfin, la "surface fondamentale" se montre fragmentée en blocs décalés, latéralement et verticalement, sur la retombée méridionale de l'anticlinal de Bourdiguët, aux limites de l'ensemble sous-régional suivant.

D)-Les basses Garrigues du Languedoc oriental marne-calcaire, les pays du bas-Vidourle moyen et leur encirnement:

Basses Garrigues que celles-là, aux larges "bassins" déprimés, ouvrant de vastes horizons où les points hauts, isolés, n'excèdent qu'exceptionnellement 300 mètres.

Elles doivent beaucoup de leurs traits à la lithologie où dominant marnes et marno-calcaires. Les marnes du Valanginien ont été déblayées dans les aires anticlinales (Lédignan, Fontanès, Vaunage); mais les bassins synclinaux ont recueilli d'abondantes formations également marneuses (marnes de l'Oligocène élevé des bassins de St-Chartes et de Garrigues-Campagne que relie la "gouttière" de St-Mamert. marnes miocènes du "bassin" de Sommières). Les topographies, très molles et basses, développées dans ces formations meubles sont exclusivement quaternaires. Les marno-calcaires, à quelques exceptions près, dominent le reste des affleurements néocomiens (enveloppe orientale du dôme de Lédignan, Vaunage); ils ont permis la sculpture d'un relief différentiel dont on peut quelquefois démontrer la nature micro-appalachienne (Aspères), et l'enfouissement des eaux dans un "mérokarst" (Malgoirès) qui contraste avec le riche développement des nappes de fissures des petits pointements jurassiques, de relief plus fiers, localisés dans la partie occidentale de ce domaine (Logrian, Bois de Paris, Pilier de la Suque près de Ste-Croix-de-Quintillargues, Avants de Cécélès).

Tandis que l'axe du St-Loup se prolonge assez nettement par l'anticlinal de Fontanès, le Bois de Paris, le grand pli de Caveirac-Maruéjols (Vaunage), la disposition en "marches d'escalier", notée de la Séranne au bassin de St-Martin-de-Londres, se poursuit dans le domaine qui nous occupe: sur le compartiment abaissé par la faille de

Corconne on relève d'abord un chapelet de bassins lacustres tertiaires (Liouc-Brouzet, Valflaunès, St-Mathieu-de-Trévières); au-delà des accidents qui bordent à l'Est le Bois de Paris, c'est le "bas-sin" paléogène de Garrigues-Campagne; la Vaunage s'achève sur le grand accident de Nîmes. C'est dans le compartiment occidental que surgissent, isolés, les petits harsts jurassiques, de structure interne fréquemment complexes et souvent limités à l'Est par des failles d'apparence normale, prenant en profondeur une allure inverse (ainsi pour le massif de Ste-Croix-de-Quintillargues), se conformant au modèle du Coutach. Partout ailleurs, règnent d'amples entités structurales: dômes de Lédignan et de la Vaunage, cuvette synclinale de Vézénobres dont la subsidence a marqué un retard par rapport à la "gouttière" de St-Chaptes- St-Mamert-Sommières.

Dans le massif en partie Jurassique du Bois de Paris, l'on a pu repérer les motifs classiques du schéma architectural du Bas-Languedoc: plis pyrénéo-provençaux d'axe Ouest-Est, accompagnés de chevauchements, failles anté-pyrénéennes jouant syntectoniquement en décrochement (cf.Fenouillet), effondrement bordier stampo-aquitain. Malgré leur apparence de simplicité, les dômes ne sont pas moins complexes: les sondages de la Vaunage, ont révélé (outre une sédimentation plus épaisse et plus marneuse qu'en secteur occidental) des signes de chevauchement profond, tandis qu'il apparaît, en surface même, que la tectonique de distension affecte la portion orientale de cet anticlinorium.

Si le cours du Gardon moyen paraît avoir été rejeté en bordure méridionale du "bassin" de Vézénobres, sur une sorte de glacis aujourd'hui disparu, par des affluents prenant naissance dans la retombée des Garrigues de St-Just-Bourdiguet, le cours du Vidourle, malgré quelques adaptations de détail (champ de failles de Vic-le-Fesq), postule l'effacement par l'érosion de structures qu'il recoupe et que, par ailleurs, la molasse dissimulait à l'aval. Les grands aplanissements languedociens ont dû, en conséquence, affecter aussi les pays qui nous occupent.

Et, de fait, il en reste des traces, dans leur disposition étagée classique, notamment sur le Bois de Paris et dans les enveloppes saillantes du dôme de Lédignan (Commune de Boucoiran, Malgoirès, Lens) soit partout où se présentent des terrains résistants.

Ces aplanissements ont disparu des aires marneuses qui sont le domaine de formes quaternaires récentes, mal venues, caractérisées par un étagement médiocre où les glacis, d'ailleurs légèrement entaillés par le système morphoclimatique actuel (plaine de Garrigues-Campagne, aire de Lédignan, "bassin" de St-Chartes), l'emportent, en extension, sur les petites terrasses auxquelles ils se raccordent à l'aval. L'exiguité et l'âge récent de ces dernières, qui n'excède pas le Riss, valent même pour le Vidourle. De ce point de vue, le Gardon qui présente des nappes alluviales du Quaternaire ancien, dominant une gamme assez complète de niveaux là où la gouttière de St-Mamert se branche sur le "bassin" de St-Chartes, manifeste sa supériorité.

Grâce à l'inversion du relief, la Varnage n'est pas apparue moins intéressante du point de vue de la morphologie climatique. Mais, sur ses flancs, en liaison avec les dispositions sédimentaires du synclinal de St-Mamert et notamment les déformations de la molasse, les cailloutis de Mus et de Montpezat, nous avons pu mettre en évidence la réalité d'un diastrophisme néogène à Quaternaire ancien, à l'origine de méplats du Villafranchien inférieur.

Par contre, les dépôts pléistocènes à son contact interdisent d'envisager une activité très récente de la faille de Nîmes qui a dû se manifester encore au Pontien et ne montre, près de Sernhac, qu'une activité insignifiante attribuable au Villafranchien ancien.

E- La Garrigue Nîmoise:

Si elle constitue un bastion compact, elle n'est en rien un dôme, mais participe du flanc Nord de la Vaunage, comme le montrent ses terrains de moins en moins marneux et de plus en plus calcaires en direction du Gardon ou, mieux, du synclinal de l'Alzon, d'ailleurs affectés d'un système de plis pyrénéo-provençaux assez réguliers. Quelques failles les accidentent, subparallèles, aux axes des ondulations de couches ou disposées "en éclats de vitre" dans la banlieue Nord de Nîmes. Seul l'accident qui limite la Garrigue au Sud-Est est véritablement majeur, probablement ancien.

Cette faille de Nîmes, à laquelle les sondages de la Vistrenque accordent un millier de mètres de rejet total, créatrice

d'un relief généralement très effacé, est visible dans le secteur de Lédénon. Le fait qu'elle y ait fonctionné en décrochement (comme on peut encore le constater sur son prolongement au flanc de l'anticlinal de Valliguières, près de St-Hilaire-d'Ozilhan) nous incite à lui reconnaître une activité lors de la crise pyrénéo-provençale. Les sondages précités témoignent de phases oligocènes et pontienne. C'est sans doute lors de cette dernière étape qu'a achevé de se mettre en place l'anticlinal de Lédénon, d'axe-Sud-Sud-Ouest, Nord - Nord-Est ouvert en une combe que colmatent des dépôts pliocènes. A proximité, sur la route de Lédénon à Sernhac, la médiocre torsion subie par une formation de rivage astienne témoigne que toute activité notable est achevée lors de la crise du Pléistocène ancien dont les dépôts ne sont d'ailleurs pas dérangés dans la banlieue Sud de Nîmes. La Vistrenque n'est donc qu'un paléo-fossé, immobile aux cours des temps quaternaires et les dépôts de galets étagés qui se rencontrent sur ses bordures et dans son plancher ne sont autres que les terrasses laissées par le Rhône du Günz au Mindel.

Au-dessus, les deux niveaux d'aplanissement que porte la Garrigue Nîmoise ne sont guère déformés. Bien que le plus élevé soit essentiellement installé sur l'Urgonien et le Cruasien résistant, leur répartition paraît davantage liée à la position qu'aux faciès: c'est vers les aires structurellement abaissés de l'Ouest (gouttière de St-Mamert), du Nord (petit anticlinal de la Castelle-Garrigues de Perret, entre les synclinaux de Sanilhac-et-Sagriès et de l'Alzon), zone fracturée de la périphérie de Nîmes, au Sud-Est, que l'on rencontre l'aplanissement le plus bas, quelque 30 à 50 mètres sous le

précédent. Il n'est pas douteux que l'usure de la Garrigue de Nîmes ne soit ancienne: en témoignent toute une série de formations significatives (sédiments du Fougéras, calcaire ludien du Puech du Teil, débris "d'aramonite"). Mais elles ont pour particularité ou d'être incluses dans le jeu des dislocations, ou de ne se référer à aucune topographie actuellement plane. En fait, leur présence souligne seulement: 1) que la topographie actuelle de la Garrigue est encore, par endroit, proche des topographies paléogènes; 2)- que des conditions paléogéographiques particulières ont évité la dispersion à ces témoins fragiles. D'où le recours que nous avons proposé à la submersion d'une partie, au moins, de la Garrigue Nîmoise par la mer miocène qui a atteint des altitudes proches de celles du bas niveau, envahissant les marges Ouest, Nord et, sans doute, Est de ce bastion. Les deux niveaux repérés constitueraient donc deux "facettes" de la "surface fondamentale languedocienne".

Dégradés, sculptés, selon un style appalachien à l'Ouest, les marno-calcaires ont subi les effets de la gélifraction et de la solifluction quaternaires et, associés au Cruasien, nourrissent le karst aux réserves limitées de la Fontaine de Nîmes. Le karst souterrain de l'Urgonien, lié, au Nord, à l'écoulement du Gardon, est plus riche en eaux. En surface ce terrain montre des formes de dissolution discrètes en grande partie oblitérées par le "loess" et une terre rouge qui comporte une forte proportion de lehm. Dans la Garrigue de Nîmes, les aspects superficiels du karst ne sont pas dissociables de l'héritage du

Quaternaire froid. Mais c'est dans la Costière et en Biterrois que se lisent le mieux les effets des oscillations climatiques de cette ère.

F- Costière et Biterrois.

Piedmont demi-ruiné d'une basse montagne, mais superposé par l'intermédiaire de voiles transgressifs à un avant-pays pyrénéen et orné, de surcroît, de constructions volcaniques, le Biterrois est plus varié que la Costière. Nous en avons décrit les micro-régions: pays de limons et de cailloux en "bloc" compact ou découpés en lanières, larges vallées d'aval, entonnoirs de percée conséquente d'amont, couverts sous des corniches de molasse, dépressions formées de tassement, peut-être accentuées par des processus nivéoliens, puechs de laves et de scories, coulées mises en saillie par l'inversion du relief et petites Garrigues mésozoïques isolées.

La Costière, quant à elle, ne montre guère qu'un secteur méridional où des sables coiffés de cailloutis en grande partie calcaires et coupés de marnes lagunaires, pendant au Sud, déformés et ravinés et un secteur septentrional, séparé du précédent par un alignement de croupes, et composé de terrasses rhodaniennes, à matériaux siliceux, non déformées. Le horst de Beaucaire, aux buttes néocomiennes coiffées de molasse, les cuvettes fermées semblables à celles du Biterrois, le voile loessique sont les seuls éléments de variété de cette Costière septentrionale.

Mais si dissemblables que soient ces deux "extrémités" du Bas-Languedoc méditerranéen, elles concourent au même enseignement,

faisant apparaître la succession d'une phase de remblaiement et d'une phase de dissection, en conformité avec ce qui a été noté en pays montpelliérain (Balaruc-Frontignan, la Paillade, Vérargues).

La première se réfère à des matériaux de plus en plus grossiers où domine le calcaire, originaires de l'amont pays (totalement pour le Biterrois, partiellement pour la Costière méridionale ou les apports duranciens sont majoritaires). Ces dépôts témoignent d'une crise glyptogénique liée au diastrophisme du Pléistocène tout à fait inférieur, en ambiance sèche plutôt que froide (néoformation de montmorillonite, abondance du concrétionnement carbonaté). C'est la contre-partie des phénomènes de dégradation et de regradation que nous avons signalés dans l'hinterland. En Costière, le diastrophisme de ce "villafranchien inférieur" est attesté par des accidents bien datés et affecte le rivage calabrien, non celui du Sicilien.

Au-delà, à partir du Günz, alors que le volcanisme biterrois permet d'avancer quelques datations absolues et que la paléontologie atteste l'importance nouvelle prise par les phases froides, c'est apparemment sans déformations importantes que s'amorce une dissection rythmée qu'une douzaine de terrasses, classées d'après le degré d'évolution de leur paléosol, jalonnent, tant en Costière que dans la vallée de l'Orb.

La variété des paysages languedociens est donc bien réelle. Qu'elle représente la résultante d'une évolution longue et complexe, mais, somme toute, homogène requiert une ultime

réflexion. Quels sont donc, en fin de compte, les facteurs de diversification de ces paysages languedociens? Nous les rencontrons classiquement dans l'affrontement dialectique des agents externes et internes de l'évolution du relief.

- Il faut incriminer, au premier chef le facteur climatique: savoir l'efficacité de l'érosion linéaire et du déblaiement aréolaire qu'ont manifestée les systèmes morphoclimatiques quaternaires, transformant, aux dépens des faciès marneux (hérités d'un lointain passé paléogéographique), un paysage déjà marqué de niveaux étagés, mais fort peu différencié, tel qu'il existait à la fin des temps tertiaires.

Cette sculpture différentielle, fondant le cloisonnement du relief languedocien, par l'opposition des "bassins" excavés et des massifs, peu entamés, à l'exception de la coupure des canyons et du taraudage karstique, s'est naturellement exercée selon la mosaïque structurale où se combinent les motifs pyrénéo-provençaux et les dislocations "cévenoles". Mais les premiers sont en ruine et, si le renversement de la pente régionale vers le golfe du Lion s'amorce à l'Oligocène, bien des dislocations de cet âge sont nivelées par la "surface fondamentale".

- Le potentiel érosif qui commande l'ampleur que manifeste, en notre région, l'étagement des formes (néplate d'érosion et niveaux quaternaires des terrasses comme des glacis) dépend donc, pour partie de la persistance de quelques abrupts oligocènes, au long des dislocations majeures, et, surtout, du diastrophisme

post-oligocène. Partout où nous avons pu le mettre en évidence (crise pontienne et crise, mieux perceptible, du Villafranchien ancien), il s'est montré modéré, ranimant des dislocations qui lui sont antérieures plutôt qu'en créant de nouvelles, affectant, le plus souvent une forme épirogénique. Son rôle apparaît surtout important en bordure du Massif Central et à la limite subalpine des Garrigues où il prend la forme d'une flexure à assez ample rayon de courbure antérieure au Günz. Dans le domaine intermédiaire il a guidé la divergence ou la convergence des grands organismes hydrographiques, nés sur la surface fondamentale. De ce point de vue, il est significatif de voir s'intercaler le dôme de Lussan entre Cèze et Gardon, ceux de Lédignan et de la Vaunage entre Gardon et Vidourle, l'Eperon du bas-Languedoc entre Lez et Hérault, toutes entités dont nous avons affirmé la mobilité récente et aux limites desquelles se situent les lignes de suture des panneaux du socle profond.

ANNEXES

RECHERCHES DE MINÉRAUX LOURDS ET LÉGERS DANS LA FRACTION SABLEUSE
de la Terra rossa languedocienne
St-Martin de Londres

Vers Relais des Chênes - Ouest route de Ganges

M.L. 12% du sédiment
Zircons
Tourmalines abondantes

M.L. dt 88%
(5% de Q laiteux
(95% de Q limpides anguleux.

St-Martin de Londres

Sous Côte-Belle

M.L. 6,7% du sédiment
Zircons
Tourmalines

M.lg. 95,3 %
dont
Q 48%
grés 2%
minéraux siliceux blancs jaunâtres
opaques 50%

St-Martin de Londres

W de Lagarde.

M.L. 17% du sédiment
Zircons
Tourmalines

M.lg. 83%
dont
Q limpides 20%
grés 65%
minéraux blancs
jaunâtres opaques 15%

St-Martin de Londres

Col de la Cardonille

M.L. 8% du sédiment
Zircons
Tourmalines

M.lg. 92%
Q limpides 60% dont (arrondis 5%
(anguleux 95%

élément siliceux blanc jaunâtre
opaque 35%
indéterminé 5%

St-Martin de Londres

Sous le Col de la Cardonille

M.L. 12% du sédiment
Zircons

M.lg. 88%
dont Q.limpides 10%
grés 20%

minéraux siliceux blanc jaunâtre
opaque 80%

St-Martin de Londres

M.L. 9,5% du sédiment
Tourmalines

M.lg. 90,5%
dont Q.limpides anguleux 60%
grés 35%

minéraux siliceux blanc jaunâtre
opaque 5%

Montpellier

Causse d'Aumelas -La Plaine

M.L.	5,5% du sédiment
	Tourmalines
	Zircons
M.lg.	94,5%
dont Q	14%
grés	80%
minéraux siliceux blanc jaunâtre	
opaque	6%

Montpellier

Causse d'Aumelas-Boussieras.

M.L.	4,6% du sédiment
	Tourmalines
	Zircons
M.lg.	95,4%
dont Q L	40%
grés	55%
minéraux siliceux blanc jaunâtre	
opaque	5%

Montpellier

Causse d'Aumelas-L'Estagnol

M.L.	7,5% du sédiment
	Tourmalines
	Zircons
M.lg.	92,5 %
dont Q.L.	10 %
grés	40%
minéraux siliceux blanc jaunâtre	
opaque	50%

Déterminations d'argiles dans quelques formations quaternaires du piedmont de la Gardiole, établies sur notre demande de par le laboratoire de l'Institut de Géographie de Paris, 191 rue St Jacques, sous la direction de Me M. Ters. Juillet 1967.

- 1831 -

lieux de prélèvement des Echantillons	Coordonnées Lambert	Kaolinite	Illite	Chlorite	Smectites	Age de la formation	Diagnose sédimentologique
Cone des Pierres près de Vic-la-Gardiole	x = 716,145 y = 134,075	F	F	M	-	Würmien	Continental érosion remaniant des formations superficielles antérieures dont certaines nte quaternaires mais attaquent aussi des marnes mésozoïques.
Carrière du Nord de Frontignan sur le chemin du Mas Ram-bault	x = 714,065 y = 125,100	M	M	M		riessien	Continental érosion remaniant des formations superficielles antérieures dont certaines antequaternaires et attaquant faiblement des marnes mésozoïques
Carrière proche de la Station de Balaruc le Vieux	x = 709,170 y = 130,015	M	F	f	Montmorillonite f	Profiglien	Lacustre érosion remaniant surtout des formations superficielles antérieures (tertiaires)
id	x = 709,170 y = 130,015	M	F	trace	Montmorillonite M	Profiglien	Lacustre érosion remaniant des formations superficielles antérieures (tertiaire) mais attaquant aussi les marnes en place

F : forte quantité

M : Q moyenne

f : faible quantité

On remarque comment, grâce à la présence de la Montmorillonite et malgré la relative homogénéité introduite dans les matrices fines par le phénomène de rubéfaction, les couches infra villafranchiennes s'individualisent par comparaison avec le quaternaire moyen et récent

REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES

Introduction -

La plus ancienne synthèse morphologique consacrée
au Bas-Languedoc est l'article de :

- 1 - SION. J. (1922) : Le relief du Bas-Languedoc. Montpellier,
Centre d'Etudes méditerranéennes, Public.Assoc.
fr.Avanc.Sc.pp.17-32.

Dans le même esprit "davisien", le mémoire posthume,
publié par les soins de Em.de Martonne :

- 2 - DAVID.A. (1920) : La Montagne Noire. A.G.,t.XXIX,pp.241-260.

Vers la même époque, la structure du Lodévois et
l'inversion du relief qui y règne, sont mis en lu-
mière par :

- 3 - MARRES.P. (1925) : Le Lodévois.A.G. t.XXXIV,pp.24-45.

Non moins important, dans un esprit plus géologique,
l'on doit retenir :

- 4 - MARCELIN .P.(1926) : Contribution à l'étude géographique de la
Garrigue nîmoise. Et.rhodan.vol.II,pp.35-180.

La méthode davisienne, fondée sur un traitement sta-
tistique des cotes d'altitude et l'exploitation des
profils en long des rivières, complétée par une con-
ception fixiste de la tectonique néogène et le re-
cours à un eustatisme plio-quaternaire, triomphe
avec :

- 5 - BAULIG.H. (1928) : Le Plateau Central de la France et sa bor-
dure méditerranéenne. Paris, A.COLIN,591p.

Ultérieurement, cet auteur défendra son point de
vue dans :

6 - BAULIG, H. (1934) : Les surfaces d'aplanissement du Bas-Rhône.
A.G., t. XLIII, pp. 636-640.

7 - BAULIG, H. (1953) : Les hauts niveaux de base du Pliocène.
R.G. Lyon, Vol. XXVIII, n°3, pp. 205-222.

Son influence a pesé sur les essais d'interprétation
intéressant le Bas-Languedoc, d'ailleurs peu concilia-
bles entre eux, essais de :

8 - GEORGE, P. (1936) : La Gardiole, étude morphologique. Bull.
A.G.F., n°98, pp. 92-99.

9 - GEORGE, P. (1936) : Etudes morphologiques sur le Bas-Languedoc.
La région montpelliéraine. Bull. A.G.F.,
n°100, pp. 130-139.

10- GEORGE, P. (1938) : Les gradins calcaires sous-cévenols de la
région de Montpellier: piedmontreppen ou
niveaux cycliques. C.R. trav. Congr. internat.
Géogr. Amsterdam, t. II, sect. 2a, Leiden, N.J.
Brill. p. 156.

11- GEORGE, P. (1938) : Structure et relief du Narbonnais, entre
Corbières et Montagne Noire. Bull. A.G.F.,
n°116, pp. 108-117.

12- GEORGE, P. (1938) : Etudes géographiques sur le Bas-Languedoc.
I. La région montpelliéraine. Etude morpholo-
gique. Paris, H.G. Peyre, 147 p.

13- GEORGE, P. (1942) : Etudes morphologiques sur la basse vallée
de l'Aude. Bull. A.G.F., n°149, pp. 99-III.

- 14- GEORGE.I. (1943) : A propos des surfaces du Bas-Languedoc.
Problème de méthode et discussion des faits.
Bull.Soc.Lang.Géogr.(2ème), t.XIV, pp.3-17.
- 15- GEORGE.P. (1943) : Essai de synthèse de l'histoire morphologique
des pays du Bas-Rhône et du Bas-Languedoc au
Pliocène et au Quaternaire. Et.rhodan., Vol.
XIX, fasc.3, pp.181-189.
- 16- GEORGE.P. (1943) : Surfaces d'érosion discontinues: l'exemple
du Bas-Languedoc. Bull.A.G.F., n°151-152,
pp.15-17.
- 17- DREYFUSS.M.(1941) : Contribution à l'étude de quelques problèmes
géographiques dans la région montpelliéraine.
Bull.Soc.Lang.Géogr.(2ème), t.XIII, pp.1-45.
- 18- DREYFUSS.M.(1944) : A propos des surfaces d'érosion des environs
de Montpellier- Bull.Soc.Lang.Géogr.(2ème)
t.XV, pp.77-87.
- L'influence des conceptions de H.Baulig n'est pas
non plus absente des travaux touchant aux marges de
notre région:
- 19- GEORGE.P. (1933) : Les surfaces d'aplanissement dans la région
du Bas-Rhône. Rôle topographique, date, re-
présentation cartographique. A.G., t.LXII,
pp.477-488.
- 20- GEORGE.P. (1935) : La région du Bas-Rhône. Etude de Géographie
régionale. Paris, Payot, 691p.
- 21- MARRÉS.P. (1935) : Les Grands Causses. 1ère partie. Tours,
Arrault, 213p.

Du même auteur, diverses notations morphologiques
dans les publications suivantes:

- 22 - MARRES, P. (1942) : La XXXème Excursion géographique inter-
universitaire: A.G., t.II
-Notes de Géogr.caussenarde; pp.175-186.
-Notes de Géogr.languedoc.: pp.251-263.
- 23 - MARRES, P. (1947) : Aperçu géographique. In Congr.internat.
pédologie, Montpellier-Alger, Montpellier,
Causse, Graille et Castelnaud, pp.17-33.
- 24 - MARRES, P. (1954) : L'économie rurale d'une commune méditerranéenne: Aniane (Bas-Languedoc). I. Le cadre physique. Ann. Ec. Nat. Agricult., Montpellier n° spéc. dédié au Prof. Kuhnholz-Lordat, t. XXIX, fasc. 3 et 4, 30 p.
- 25 - MARRES, P. (1956) : La Garrigue. Ann. Soc. Horticult. et Hist. Nat. Hérault, t. XCVI, pp. 53-70.
- 26 - MARRES, P. (1958) : La Camargue. Le milieu et l'Homme. C. R. 83ème Congr. Soc. Sav. Aix-Marseille, Paris, Gauthier-Villars, pp. 473-479.
- 27 - MARRES, P. (1962) : Les Garrigues languedociennes. Le milieu et l'homme. Actes 86ème Congr. Soc. Sav. Montpellier, 1961, Paris, Imp. Nat. pp. 201-216.

Deux synthèses, sur des aires plus étroitement circonscrites, renouvelant bien des questions:
- 28 - DUGRAND, R. (1963) : La Garrigue montpelliéraine. Bull. Soc. Lang. Géog. (2ème), t. XXXIV, fasc. 1 à 4, pp. 3-266 et Paris, P. U. F., 1964, 292 p.

- 29 - MARCELIN.P. (1971) : Introduction à une histoire de la Garri-
gue nîmoise. Essai, Livre du centenaire.
Bull.Soc.St.Sc.Nat.Nîmes,t.VI,Nîmes,Impr.
Bené,pp.205-266.

On trouvera plus loin, rangés dans les rubriques
adéquates, divers articles de ce même chercheur.

Pour les Pyrénées méditerranéennes, l'oeuvre
maîtresse est celle de :

- 30 - BIROT.P. (1937) : Recherches sur la morphologie des Pyr-
nées orientales franco-espagnoles. Paris,
Baillière et Fils,318p.

C'est en harmonies avec l'ouvrage de P.Birot qu'ont
été conçues:

- 31 - BRUNET.P. (1958) : Recherches morphologiques sur les Corbiè-
res. In Mem. et Doc. Centre de documentation
cartogr.et géogr. (lère),C.N.R.S.,t.IV,
pp.59-131.

Pour les régions voisines et sur nos marges, on
doit encore relire deux grands travaux d'inspira-
tion traditionnelle:

- 32 - GACHON.L. (1939) : Les Limagnes du Sud et leurs bordures
montagneuses. Tours, Arrault, 374p.

- 33 - GORON.L. (1941) : Les Prépyrénées ariégeoises et garonnai-
ses. Essai d'étude morphologique d'une
lisière de montagne. Toulouse,310 p.

Dans les mêmes régions de marges et circum-voisines,
des conceptions nouvelles ont été exprimées par:

- 34 - CORBEL.J. (1954) : Les phénomènes karstiques dans les Grands Causses,R.G. Lyon,t.XXIX,fasc. 4,pp.287-316.
- 35 - ENJALBERT.H. (1952) : Les plateaux et les gorges du Vieur.
Etude morphologique,R.G.Pyrénées et S-O,
t.XXIII,pp.118-141, 265-300.
- 36 - ENJALBERT.H. (1961): Les pays aquitains,Le modelé et les sols.
Bordeaux,Bière,618p.
- 37 - GABERT.J. (1965) : La Montagnette et son cadre de plaines rhodaniennes."Méditerranée",n°4,pp.251-269.
- 38 - MASSEPORT.J. (1957): Du nouveau sous le Coiron: R.G.A. t.XLV,
fasc.I,pp.204-207.
- 39 - MASSEPORT.J. (1957): L'évolution structurale de la plaine de Montélimar et de ses bordures.R.G.A.,t.XLV,
fasc.III,pp.577-594.
- 40 - MASSEPORT.J. (1960):Les massifs du Diois et des Baronnies et leur avant-pays rhodanien. Grenoble,Allier,
578p.
- 41 - NICOD.J. (1967) :Recherches morphologiques en Basse-Provence calcaire.Gap.Louis Jean,566p.
- 42 - TAILLEFER.F. (1951): Le piémont des Pyrénées françaises.
Contribution à l'étude des reliefs de piémont,Toulouse, Edit.Privat,383p.

- 43 - TAILLEFER, F. (1965) : Deux versants montagneux étroits: le versant piémontais des Alpes occidentales et le versant français des Pyrénées. R.G. Pyrénées et S.O., t. XXVI, fasc. 3, 190-206.

La critique des thèses de la morphologie traditionnelle est fondée sur des exemples régionaux convaincants et vigoureusement généralisée, respectivement, dans:

- 44 - BEAUJEU-GARNIER, J. (1952) : Quelques données nouvelles à propos des massifs anciens. R.Géomorph. dynam. 3ème année, n°2, pp. 57-77.
- 45 - BEAUJEU-GARNIER, J. (1954) : Essai de morphologie limousine. R.G.A. t. XLIII, fasc. II, pp. 269-302.
- 46 - BOMER, B. (1954) : Le relief du Limousin septentrional. Mem. et Doc., Centre de documentation, cartograp. et géogr. (1ère), C.N.R.S., t. IV, pp. 63-95.
- 47 - TRICART, J. et CAILLEUX, A. (1957) : Cours de géomorphologie - 1ère partie : géomorphologie structurale. Fasc. II, Géomorphologie des régions de plateformes. Paris, C.D.U., ronéotyp., 252p.

Lithologie - Stratigraphie - Structure :

La plupart des études de structure et de datation de mouvements tectoniques étant normalement précédées de révisions ou d'exposés de précisions nouvelles visant à affiner la connaissance des faciès et de la stratigraphie, il serait vain de

vouloir séparer ces points de vue dans la bibliographie. Nous avons préféré un classement à la fois régional et stratigraphique: problèmes du socle et problèmes de la couverture post-hercynienne - avec répartition de ces derniers par tranches chronologiques. Les données de la littérature s'avérant, ici, extrêmement abondantes, il ne pouvait être question d'établir un catalogue exhaustif. Mais le choix qui s'impose ainsi exige que soient précisés les critères: nous avons opté pour trois catégories d'ouvrages que l'on distinguera aisément dans chacun des paragraphes qui suivent. Savoir: 1) - Les grands "classiques", souvent remontant au siècle dernier, qui ont jeté les bases de notre connaissance de la région; 2) les textes fondamentaux, indispensables à la formulation actuelle des certitudes et des problèmes; 3) enfin, les articles, souvent plus brefs et presque toujours récents qui font avancer le savoir ou qui ont marqué une étape dans son renouvellement.

Les classiques:

De valeur largement régionale ou sous-régionale:

- 48 - DUMAS.E. (1875-1877): Statistique géologique, métallurgique et minéralogique du Département du Gard. Paris, Bertrand, Nîmes, Peyrot-Tinel; Alais; Brugueirolles. 1ère partie: 284 p.; 2ème partie: 735p. 3ème partie: 518p.
- 49 - ROMAN.F. (1897): Recherches stratigraphiques et paléontologiques dans le Bas-Languedoc. Paris, Masson et Ann. Univers. Lyon, t. XXXIV, 366p.

- 50 - ROUVILLE.P.G. de (1869):C.R. de la session de la S.G. F. à Montpellier (oct.1868).Montpellier,typogr. Boehm et Fils,154p.
- 51 - ROUVILLE P.G. (1894):L'Érault géologique.Montpellier,L.Combes, 148p,en 2 vol.
- 52 - TORCAPEL.A. (1894-1895):La plateau infra-crétacé de Nîmes. Bull.Serv.Carte géol.Fr.N°39,t.VI,pp.147-168.

Le socle hercynien: pétrographie, zonéographie ou stratigraphie, structure :

- 53 - AUTRAN.A. , FONTEILLES.M.,GUITARD G. (1970) :

Relations entre les intrusions granitoïdes, l'anatexie et le métamorphisme régional, considérées principalement du point de vue du rôle de l'eau: cas de la chaîne hercynienne des P.O. Bull.S.G.F. (7ème),XII,fasc. 4,pp.673-731.

- 54 - AUTRAN.A. et GUITARD.G. (s.d.): Carte géologique de la partie orientale des Pyrénées hercyniennes. Edit.provisoire réalisée à l'occasion du Congrès "AZOPRO", sous la direction de E. RAGUIN. Paris, Rambault et Guio, travail graphique: B.R.G.M.

- 55 - BLAYAC.J. (1936) : Les récents progrès de la géologie de la Montagne Noire. Actes 69ème Congr.Soc. Sav.Montpellier,Paris, Gauthier-Villars, pp.79-90.
- 56 - BOGDANOFF.S. et LATOUCHE.L. (1971)
: Sur l'accordance entre le socle et la couverture dans la terminaison Nord-orientale de la zone axiale métamorphique de la Montagne Noire - Monts de l'Espinouse (Hlt). C.R.Som.S.G.F., fasc. 3, pp.160-161.
- 57 - CASTERAS.M. (1944) : Structure géologique des Cévennes méridionales. L'autochtone du pays cévenol. La nappe du Vigan. C.R. Acad.Sc.Paris, t.218, pp.366-368.
- 58 - DEMAY.A. (1931) : Contribution à l'étude de la tectonique hercynienne anté-stéphanienne dans les Cévennes méridionales et dans le Rouergue. Bull.S.G.F. (5ème), I, pp.663-696.
- 59 - DURAND - DELGA.M. (1946)
: Sur la tectonique du massif de Mouthoumet. C.R.Som.S.G.F., fasc.3, pp.163-165.
- 60 - DURAND - DELGA.M. (1946).
: Tectonique de l'extrémité orientale du massif de Mouthoumet, C.R. Som.S.G.F., fasc. 16, pp.323-325.

- 61 - FONTOBE, J.M. et GUITARD, G. (1958)
: Aperçus sur la tectonique cassante de la zone axiale des Pyrénées Orientales entre le bassin de Cerdagne et l'Ampurdan-Roussillon. Bull. S.G.F. (6ème), t. VIII, Réunion extraordinaire S.G.F. dans les P.O., pp. 884-890.
- 62 - FORESTIER, F.H. (1965)
: Métamorphisme hercynien et anté-hercynien dans le bassin du haut Allier. Bull. Serv. Carte géol. Fr., n° 271, 302 p.
- 63 - GEFREY, J. (1951) : Métallogénie hydrothermale et remaniements ascendants dans la Lozère. Extension possible du processus. Bull. S.G.F. (6ème), I, pp. 389-411.
- 64 - GEZE, B. (1946-47) : La Montagne Noire: feuilles de Rodez et de Toulouse au 1/320 000ème. Bull. Serv. Carte géol. Fr., t. XLVI, n° 221, pp. 197-202.
- 65 - GEZE, B. (1949) : Etude géologique de la Montagne Noire et des Cévennes méridionales. Mém. S.G.F. N° 62, (Nouv. Sér.), t. XXIX, fasc. 1 à 3, 215 p.
- 66 - GEZE, B. (1949) : Carte géologique de la Montagne Noire et des Cévennes méridionales au 1/200 000ème. Notice explicative, Montpellier, Dern. Nouv. de Strasbourg, 46 p.

- 67 - GORON, L. (1952): Géologie et Géographie: le problème de la couverture post-hercynienne de la zone axiale des Pyrénées Centrales. Vol. jubil. 50ème anniversaire, Labo. Géogr. Rennes, "Nourritures terrestres", 456p., voir pp. 392-411.
- 68 - GUITARD, G. (1953) : Observations sur les niveaux calcaires en relation avec les migmatites dans les Pyrénées Orientales. C.R. Acad. Sc. Paris, t. 236, pp. 101-103.
- 69 - GUITARD, G. (1958) : Le versant français des Pyrénées Orientales. Bull. S.G.F. (6ème), t. VIII, Réunion extraordinaire S.G.F., dans les P.O. pp. 825-852.
- 70 - GUITARD, G. (1960) : Linéations, schistosité et phases de plissement durant l'orogénèse hercynienne dans les terrains anciens des Pyrénées orientales, leurs relations avec le métamorphisme et la granitisation. Bull. S.G.F. (7ème), II, pp. 862-887.
- 70bis- GUITARD, G. (1970) : Le métamorphisme hercynien mésozonal et les gneiss ocellés du massif du Canigou (P.O.). Mém. B.R.G.M., n° 63, 316p. Thèse Sc. d'Etat.
- 71 - JUNG, J. (1946) : L'Auvergne et ses confins bourbonnais et limousins. Mém. pour serv. à l'explicat. de la Carte géol. détaillée de la Fr., Paris, Imp. Nat., 372 p.

- 72 - LAPADU - HARGUES.P. (1948):
Les massifs de la Margeride et du Mont
Lozère et leurs bordures.Bull.serv.Carte
géol.Fr., t.XLVI, n° 222, pp.379-532.
- 73 - LLAC.F. (1969) :Etude tectonique de l'enveloppe paléo-
zoïque à l'Est du Canigou: le massif des
Aspres.Bull.S.G.F. (7ème), XI, fasc.IV,
pp.476-483 et C.R. Som.S.G.F., fasc.6,
p.207.
- 74 - MATTAUER.M. et PROUST.F. (1953):
Sur le déversement vers le Sud et le style
tectonique en têtes plongeantes des struc-
tures hercyniennes du versant Sud de la
Montagne Noire.C.R. Acad.Sc.Paris, t.257,
p.3967.
- 75 - PRAGER.M. (1965) : Observations sur la mise en place du
granite du St-Guiral-Lirón (Cévennes
méridionales).Bull.S.C.F. (7ème), t.VII,
pp.479-486.
- 76 - RAGUIN .E. (1950) :Observations nouvelles sur les granites
du Quérigut (Aude).Bull.Soc.Hist.Nat.
Toulouse, t.85, pp.266-269.
- 77 - RAGUIN.E. (1951) : A propos des terrains primaires et des
granites des Pyrénées ariégeoises.C.R.Som
S.G.F., fasc.2, p.36.
- 77bis- ROGER.G. (1969) :Etude géologique de la Cézarenque et du
S.E. du Mont Lozère.Mém.B.R.G.M., n°66, 88p.

- 78 - SABOURDY.G. et VIALETTE.Y. (1971)
: Etude géochronologique du massif du
Mont Aigoual (Lozère) dans le Massif Cen-
tral français. Premiers résultats. C.R. Sem.
S.G.F. , fasc.5, pp.255-258.
- 79 - THORAL.M. (1935) : Contribution à l'étude géologique des
Monts de Lacauene et des terrains cambriens
et ordoviciens de la Montagne Noire. Bull.
Serv. Carte géol. Fr. t. XXXVII, n° 122, 307p.
- 80 - THORAL.M. et DEBRABAN. (1935)
: Les formations paléozoïques de la région
du Vigan (Gard). C.R. Congr. Soc. Sav. Mont-
pellier, Paris, Imp. Nat., pp.118-119.

Le bassin houiller du Gard

La documentation sur ce point est extrêmement abon-
dante. L'établissement de la stratigraphie a permis, très tôt,
de mettre en évidence le recouvrement anormal du Stéphanien
moyen par le Stéphanien inférieur; par contre, ce n'est que
tardivement que l'originalité propre aux structures du Houil-
ler a été dégagée et qu'on a cessé d'y voir de simples implica-
tions de la tectonique régionale tertiaire.

- 81 - BECQ.J.F. et LATOUCHE.L. (1971)
Sur les conséquences paléo-géographiques
d'un bloc démesuré de dolomie géorgienne
inclus dans le conglomérat rouge du bassin
houiller stéphanien de Graissessac (Hlt)
C.R. Som., S.G.F., fasc.I, pp.22-23.
- 82 - BERTRAND.M. (1900) : Bassin houiller du Gard - Ann.des Mines,
t.XVII, pp.505-618.
- 83 - FABRE.J. (1955) : Contribution à l'étude du bassin houiller
d'Alès.Bull.Serv.Carte géol.Fr., C.R. des
collab., t.LIV, n° 250, pp.113-122.
- 84 - FABRE.J. (1956) : Rapports du Carbonifère et du cristallin
aux environs d'Alès- La Grand'Combe -
Bessèges.Bull.Serv.Carte géol.Fr., t.LV,
n° 252, pp.95-99.
- 85 - GRAND'EURY.C. (1890): Géologie et paléontologie du bassin
houiller du Gard, St-Etienne, 350p. I Atl.
- 85bis-GRAS.H. (1970) : Etude géologique détaillée du bassin
houiller des Cévennes (Massif Central Frs)
Thèse-Se-ronéotyp- 305p.
- 86 - LATOUCHE.L. (1969) : Existence d'un métamorphisme post-
stéphanien dans le bassin de Graissessac et
dans la partie N.E. de la zone axiale de
la Montagne Noire (Hlt).C.R. Som.S.G.F.,
fasc.3, pp.93-94.
- 87 - LIVET.G. (1943) : Sur le terrain houiller du Gard. Rev.
de l'Industr,minérale, n° 412 à 479, 253p.

- 88 - LOUIS.J. (1949) : Tectonique des terrains de couverture du bassin houiller du Gard dans la vallée de l'Auzonnet. Bull.S.G.F. (5ème), t.XIX, pp.167-174.
- 89 - LOUIS.J. (1954) : Tectonique des bassins houillers de la bordure orientale du Massif Central. Trav. Labo.Géol.Fac.Sc.Lyon (Nouv.sér.), n°1, 247 p.
- 90 - MARSAUT .J.P. (1914): Contribution à l'étude du bassin houiller du Gard. Bull.Soc.Industr,minérale (5ème), t.V, fasc.4, pp.338-413, 1 Atl.
- 91 - PRUVOST.P. (1960-63) : Les jeux propres du socle révélés par l'histoire de certains bassins houillers à la périphérie du domaine alpin. In livre à la mém.du Prof.P.FALLOT, mém.h.s.S.G.F., t.II, pp.11-18.
- 92 - TERMIER.P. et FRIEDEL.G. (1919) : Sur la structure du bassin houiller du Gard.C.R. Acad.Sc.Paris, t.169, pp.752-756.
- 93 - ZEILLER.R. (1884) : Note sur la flore et sur le niveau relatif des couches houillères de la Grand-Combe. Bull.S.G.F. (3ème), t.XIII, pp.131-149.

Le Permien de Lodève :

- 94 - BLAYAC.J. (1933) ; Nouvelles observations sur le Permien de Lodève, à propos d'un forage.C.R. 66ème Congr.Soc.Sav.,t.XXI,pp.120-125.
- 95 - DOUBINGER.J. et HEYLER.D. (1959):
Note paléontologique sur le Permien de Lodève et de Bourbon - l'Archambault.Bull. S.G.F. (7ème),t.I,pp.304-311.
- 96 - DOUBINGER.J. et KRUSEMAN.G.P. (1965)
: Sur la flore du Permien de la région de Lodève (zone de "transition" et Saxonien inférieur).Bull. S.G.F. (7ème),t.VII,n°4, pp.541-548; et C.R. Som.S.G.F.,fasc.4,p.143.
- 97 - DOUBINGER J. et VETTER.P. (1961)
: Flore fossile du bassin de Lodève.C.R. Som.S.G.F.,fasc.7,p.189.
- 98 - HEYLER.D. (1965) : Vertébrés de l'Autunien et du Saxonien de Lodève (Hlt).C.R. Som.S.G.F.,fasc.2, pp.69-70.

Trias:

- 99 - BERNARD.A. (1958) : Contribution à l'étude de la province métallifère sous-cévenole. Thèse,Nancy, ronéotyp,2.t.(pour le Trias, voir particulièrement le t.I),64Cp.

- 100 - MICHOU, J. (1963) : Aperçu géologique sur le bassin du Chassezac. In "Cévennes et Mont-Lozère", n°2, pp.19-22.
- 101 - ORSZAG-SPERBER, F. (1966)
Matériaux pour l'étude sédimentologique du Trias de la région de Lodève. C.R. Som. S.G.F., fasc.8, pp.289-290.
- 102 - ORSZAG-SPERBER, F. (1966)
Stratigraphie et paléo-géographie du Trias de Lodève (Hlt). Bull. S.G.F. (7ème), t.VIII, fasc.5, pp.667-671.
- 103 - PAULHAC, J. (1945) : Contribution à l'étude du Trias des environs d'Alès (Gard). Bull. S.G.F. (5ème), t.XV, pp.411-417.

Lias :

- 104 - FLEURY, J. J. (1968) : La marge orientale du Causse Méjean et du Causse Noir. Stratigraphie et paléontologie du Lias et de l'Aalénien - Bajocien de la région de Meyruéis (Lozère). Bull. S.G.F. (7ème), t.X, fasc.6, pp.645-652.
- 105 - MATTEI, J. (1958) : Sur la découverte d'une faune exceptionnelle de l'Hettangien dolomitique de Clermont-l'Hérault (Languedoc). C.R. Som. S.G.F. pp.231-232.

- 106 - MATTEI, J. (1960) : Observation préliminaire à l'étude du Lias des Causses. Mém. B.R.G.M., n°4, Colloq. sur le Lias fr. pp. 743-756.
- 107 - REVERT, J. (1969) : Les Brachiopodes de quelques gisements du Lias moyen des Causses (Le Tournadous, les petits Causses au S.E. de Florac). Etude bio-stratigraphique et paléontologique. Thèse IIIème cycle, Lyon, n°391, dactyl. 136 p.
- 108 - THALER, L. (1962) : Empreintes de pas de Dinosaures dans les dolomies du Lias inférieur des Causses, (note préliminaire). C.R. Som. S.G.F., fasc. 7 pp. 190-192.

Jurassique moyen et supérieur

- 109 - GOTTIS, M. (1957) : Contribution à la connaissance géologique du Bas-Languedoc. Thèse, Montpellier, ronéo-typ. t. I, 577p.

On se bornera à cet ouvrage; en effet, il comporte une très volumineuse bibliographie (qui couvre également le texte de la thèse complémentaire) de 893 Nos. En outre, représentant une partie de son travail, sous le même titre, en 1964, chez Tex, Bordeaux, 344p., l'Auteur a fourni une liste d'ouvrages complémentaires, aux fins de mise à jour, de 118 Nos dont un certain nombre intéresse cette rubrique. La concernant, on se référera encore avec profit au n°49, déjà cité.

Crétacé (sauf bauxite)

Pour le Crétacé inférieur, voir : 109, déjà cité.

- 110 - DEFRETIN.S. (1943) : Etude pétrographique du lignite céno-
manien de St-Paulet (Gard).Bull.S.G.F.
(5ème),t.XIII,pp.489-497.
- 111 - FREYTAG.P. (1969) : Un nouveau gisement de Microcodium caver-
nicole, le paléo-karst de St-Beauzille
(Hlt).C.R.Som.S.G.F.,fasc.5,p.166.
- 112 - GOGUEL.J. (1944) : Contribution à l'étude paléo-géographique
du Crétacé inférieur du S.E. de la France.
Bull.Serv.Carte géol.Fr.,t.XLIV,n°215,
pp.1-62.
- 113 - JACOB.CH.(1907-08) : Etudes paléontologiques et stratigraphi-
ques sur la partie moyenne des terrains
crétacés dans les Alpes françaises et les
régions voisines. Ann.Univers.Grenoble,
Gauthier-Villars et Allier,t.XIX,pp.221-
555.
- 114 - JAFFREZO.M.(1971) : Stratigraphie de l'Aptien (s.l.)
du massif de la Clape (Aude).C.R. Som.
S.G.F. fasc.3,pp.164-187.
- 115 - PRUVOST.P. (1942) : Un bassin houiller paralique d'âge céno-
manien: les lignites de Pont-St-Esprit.
Bull.S.G.F. (5ème),t.XII,pp.165-180.
- 116 - SORNAY.J. (1950) : Etude stratigraphique sur le Crétacé
supérieur de la Vallée du Rhône entre
Valence et Avignon et des régions voisines
Thèse, Grenoble, Allier, 254 p.

BAUXITE :

- 117 - LAPPARENT .J.de (1930): Les bauxites de la France méridionale.
Mém.Serv.Carte géol.Fr.,Paris, Imp.Nat.
136 p.

Cet ouvrage de base est à l'origine de la thèse autochtoniste qu'illustre, en outre :

- 118 - DENIZOT,G. (1962): Composition et genèse des bauxites de Provence et du Languedoc.C.R. 86ème Congr. Soc.Sav.Montpellier,Paris- Gauthier -Villars,pp.405-407.

La thèse allochtoniste est soutenue, dans le cadre de la théorie bio-rhexistasiste, en faisant intervenir des transports, respectivement alluviaux ou éoliens, par:

- 119 - CAILLEUX,A. (1961): Origine des bauxites en pays calcaire.
C.R.Som. S.F., Disc. 11. pp. 11.

- 120 - ERHART,H. (1956) : La genèse des sols en tant que phénomène géologique.Paris,Masson (Evolution des Sc.),56p.

- 121 - ERHART,H. (1965) :Sur l'inversion des bilans géochimiques au cours de l'altération continentale.Applcation de cette notion à l'étude de la genèse des bauxites en pays calcaire.C.R. Acad.Sc.Paris,t.261,pp.5568-5571.

- 122 - ERHART,H. (1967) :Intervention de la bio-rhexistasie dans la genèse des gîtes miniers crétacés-Éocènes.C.R. Acad. Sc. Paris, t. 261, pp. 5572-5574.
C.R. Acad. Sc. Paris, t. 261, pp. 5572-5574.
Éocène de la Fr.Mérid.Trav.Labo.Géochimie Biosphère, Ec.Pratique Hautes Et. pp. 67-74.

- 123 - ROCH, L. (1956) : Les bauxites de Provence: des poussières fossiles? *C.R. Acad.Sc.Paris*, t.260, p. 817-820.
- 124 - ROCH, L. (1956) : L'origine alluviale de certaines bauxites du Bas-Languedoc. *C.R. Som.S.G.F.*, fasc.6, pp.218-219.
- 125 - ROCH, L. (1972) : Les roches des Cévennes dans leurs rapports avec la bauxite du Bas-Languedoc et celle des Apilles. *C.R. Som.S.G.F.*, fasc. 2, p.19-20.

Théories para-autochtonistes, y compris les explications conçues dans le cadre d'une autochtonie relative admettant la formation de la bauxite en deux temps :

- 126 - BONTE, A. (1958) : Réflexion sur l'origine des bauxites et sur l'altération superficielle des calcaires. *C.R. 83ème Congr.S.G.Sav.*, Aix-Marseille, pp.147-165.
- 127 - BONTE, A. (1965) : Sur la formation en deux temps des bauxites sur mur calcaire. *C.R. Acad.Sc. Paris*, t.260, pp.5076-5078.
- 128 - COMBES, J.P. (1965) : Dissolution karstique sous une poche bauxitique. Remarque sur l'origine des gisements en poches. *C.R. Som.S.G.F.*, fasc. 4, pp.123-124.
- 129 - COMBES, J.P. (1969) : Recherches sur la genèse des bauxites dans le N.E. de l'Espagne, le Languedoc et l'Ariège (Fr.). *Mém. Centre Et. et recherches géol. et hydrogéol. Montpellier*, t. III-IV, 342 p.

Abordant tous les points de vue notés à l'occasion de cette bibliographie, leur apportant d'élégantes solutions, riche de ses 238 références, l'ouvrage de J.P. COMBES est tout à fait fondamental.

- 130 - LAPPARENT, A.F. de (1949): Position et âge des bauxites du pays de Fenouillet. C.R. Acad. Sc. Paris, t. 229, pp. 893-895.
- 131 - VALETON, I. (1966) : Sur la genèse des gisements de bauxite du S.E. de la France. Bull. S.G.F. (7ème), t. VIII, pp. 685-701.
- 132 - WEISSE, G. de (1964) : Bauxite latéritique et bauxite karstique; Actes symp. bauxites, oxydes et hydroxydes d'alumine. Zagreb, t. I, pp. 7-29.

Sur les avatars survenus aux bauxites, postérieurement à leur formation et sur l'orogénèse affectant l'isthme durancien;

- 133 - BARDOSSY, G., MIESKO, L., PONTO, G. et SAJCO, G. (1970):
Le métamorphisme de contact de la bauxite de Bédarieux et quelques aspects généraux du métamorphisme des bauxites. Bull. S.G.F. (7ème), t. XII, fasc. 5, pp. 856-859; et C.R. Som. S.G.F., fasc. 7, p. 260.
- 134 - BLANC, J. et GOUVERNET, CL. (1967) : L'isthme durancien en Basse Provence occidentale. C.R. Som. S.G.F., fasc. 5, p. 176.

Voir, en outre, 20, 41, déjà cités; et plus loin : 138 et 257

Tertiaire:

On lui rattache, dans le texte, les faciès "provençaux" du Crétacé terminal lacustre (C^9 et, partiellement, C^8). On regroupera les centres d'intérêt de cette importante rubrique comme suit :

Ouvrages d'ensemble sur les temps tertiaires:

- 135 - DEMANGEON.P. (1959) : Contribution à l'étude de la sédimentation détritique dans le Bas-Languedoc pendant l'ère tertiaire. Montpellier, Causse-Graille et Castelnau, 397p.
- 136 - DEMANGEON.P. (1960) : Données apportées par les transports minéraux sur l'évolution morpho-tectonique du Bas-Languedoc au Tertiaire. R.Géogr. phys.et Géol.dynam.(2ème), Vol.VII, fasc.3, pp.149-157.
- 137 - DENIZOT.G. (1952-53) : Le classement des terrains tertiaires en Europe occidentale. Recueil des trav. des Labo.de Botanique, Géologie et Zoologie de la Fac.Sc.de Montpellier-Géol.Mém. N°3, Montpellier, Causse-Graille et Castelnau 78 + 25p.
- 138 - GOTTIS.M. (1957) : Contribution à la connaissance géologique du Bas-Languedoc. t.2, Thèse complém., ronéotyp. 219p.; et, sous le même titre, 1954, Bordeaux, Tex, 344p.
- 139 - MAINGUY.M.et GOTTIS.M. (1957) : L'apport géologique des travaux de recherche de la Cie d'exploration pétrolière. Bull.S.G.F. (6ème), t.VII, p.937-957.

Lithologie et stratigraphie du Crétacé terminal

et de l'Eocène :

- 140 - CASTEL.M. et GRAMBAST.L. (1969): Charophytes de l'Eocène des Corbières. Bull.S.G.F.(7ème), t.XI, fasc.6, pp.936-943 ; et C.R. Som.S.G.F., fasc.8, p.316.

- 141.- COURTESOLE,R.,VERNET,J.P. et VILLATTE,J. (1965) :
Sur l'existence d'épisodes laguno-marins
à la base du calcaire de Montolieu (Thané-
tien du versant méridional de la Montagne
Noire,C.R. Som.S.G.F.,fasc.3,pp.97-98.
- 142 - DREYFUSS,M. (1939) : Observations sur les feuilles de Mont-
pellier et du Vigan. Bull.Serv.Carte géol.
Fr.n°199,t.XI,pp.153-157.
- 143 - DREYFUSS,M. (1940) : Observations sur la feuille de Montpel-
lier au 1/80 000ème,Bull.Serv.Carte géol.
Fr.,n°203,t.XLI,pp.159-162.
- 144 - FEIST-CASTEL,M. (1970) : Distribution verticale des Charophytes
dans l'Eocène du Minervois.Bull.S.G.F. (7ème)
t.XII,fasc.5,pp.926-931.
- 145 - FEIST-CASTEL,M. (1972): Charophytes éocènes de la région mont-
pelliéraine."Paléo-biologie continentale",
Vol.III,n°1,pp.1-22.
- 146 - FREYTET,P. et PLAZIAT,J.CL. (1965): Importance des construc-
tions algaires dues aux Cyanophycées dans
les formations continentales du Crétacé
supérieur et de l'Eocène du Languedoc.Bull.
S.G.F. (7ème);t.XI,n°1,pp.1-10;et C.R.
Som.S.G.F. fasc.1,pp.1-11.
- 147 - MASSIEUX,M. (1961): Faciès à Algues dans l'Yprésien du bassin
d'Albas (Aude).C.R. Som.S.G.F.,pp.40-41.
- 148 - MASSIEUX,M. (1968) :L'Ilerdien des Corbières septentrionales
(Aude),Sa position stratigraphique exacte.
Bull.S.G.F. (7ème),t.X,N°2,pp.186-195.

- 149 - MABIEUX.M. (1969) : Contribution à l'étude stratigraphique et micro-paléontologique de l'Eocène des Corbières septentrionales (Aude).C.R. Som. S.G.F. fasc.7,p.243 et erratum p.328.
- 150 - TAMBUREAU.Y.,VILLARD.P. et VILLATTE.J. (1966) :
Modalités de la transgression "yprésienne" dans la région d'Albas (Aude).C.R. Som.S.G.F.,fasc.3,pp.141-142.
- 151 -TOUMARKINE.M. (1967) : Etude micro-paléontologique et stratigraphique de l'Eocène marin du Mont Cayla (Aude) et des écaillés de St-Chinian (Hlt). C.R. Som.S.G.F.,fasc.5,p.188.

Lithologie et stratigraphie de l'Oligocène :

- 152 - CAPPETTA.H.,RINGEAD.M. et THALON.L. (1966): Sur la signification stratigraphique des Rongeurs nouvellement récoltés dans l'Aquitainien lacustre et laguno-marin du Bas-Languedoc.C.R. Som. S.G.F.,fasc.5,pp.187-188.
- 153 - CASTEL.H. (1968) : Zones de Charophytes pour l'Oligocène d'Europe occidentale.C.R. Som.S.G.F.,fasc. 4, pp.121-122.
- 154 - CASTEL.H. et REILLE.J.L. (1968): Stratigraphie et structure d'un bassin oligocène des environs de Montpellier (Hlt).C.R. Som.S.G.F.,fasc. 7, pp.164 -166.
- 155 - DEMANGEON.P.,GLACON.J. et MATTAUER.M. (1962): Nouvelles données sur la paléo-géographie de l'Oligocène dans le Bas-Languedoc.C.R. Som.S.G.F.,fasc. 7, pp.209-210.

- 156 - ESTIVAL et SCHNEEGANS (1936) : Sur les gisements de soufre natif des bassins oligocènes du Midi de la France, Congr. Mines et Géologie appliquée, pp. 341-349.
- 157 - FEIST -CASTEL, M. (1971): Sur les Charophytes fossiles du bassin tertiaire d'Alès (Gard), In "Géobios" Lyon, Vol. 4, fasc. 3, pp. 159-172.
- 158 - GARIMOND, S. et THALER, L. (1962): Sur deux nouveaux gisements de Paléothérium magnum Cuvier et l'attribution de la faune de Célas (Gard) à la zone de Mammifères de Montmartre (Oligocène inférieur), C.R. Som. S.G.F., fasc. I, pp. 62-64.
- 159 - GRAMBAST, L. (1962) : Aperçu sur les Charophytes tertiaires du Languedoc et leur signification stratigraphique, C.R. Som. S.G.F. n° 10, pp. 313-314.
- 160 - GRAMBAST, L., MATTAUER, M., REY, R. et THALER, L. (1962): Notes sur les formations continentales de l'Eocène et de l'Oligocène du Languedoc, C.R. Som. S.G.F., fasc. 10, pp. 312-317.
- 161 - HARTENBERGER, J. L., SIGE, B., SUDRE, J. et VIANEY-LIAUD, M. (1970): Nouveaux gisements de Vertébrés dans le bassin tertiaire d'Alès (Gard), C.R. Som. S.G.F. fasc. 7, p. 259.
- 162 - MATTAUER, M. (1962): Sur l'âge oligocène de la brèche dite "bartonienne" des Matelles (Hlt), C.R. Som. S.G.F., fasc. 10, pp. 316-317.
- 163 - REY, R. (1962): Sur l'importance paléontologique des faunes malacologiques continentales de très petites dimensions, comme celles de la région de Montpellier, C.R. Som. S.G.F., fasc. 10, p. 312.

- 164 - ROUVILLE.P.G. de et DILAGE.A.(1896):Note sur les terrains éocènes et oligocènes de la région de Montpellier.Bull.S.G.F. (5ème),t.XXIV,pp.714-729.
- 165 - THALER.L. (1962): Premiers résultats d'une recherche systématique des dents de rongeurs par lavage de marnes de l'Oligocène en Bas-Languedoc.C.R. Som.S.G.F., fasc.1°, p.319.

Lithologie et stratigraphie du Miocène :

- 166 - AVIAS.J. (1958): La limite inférieure du Miocène -C.R.83ème Congr.Soc.Sav.,Aix-Marseille,Colloq.sur le Miocène,Paris, Gauthier-Villars,pp.315-333.
- 167 - BLAUFORT.L.,BRUNEAU.J., GRANTIN.A. et JULIAN.Y.(1954) : Ampleur de l'érosion tertiaire et comblement miocène en Camargue.Bull.S.G.F. (6ème),t.IV. pp.176-184.
- 168 - CAPPETTA.H. (1972) : Les Glaciens du Burdigalien de Lespignan (Mts. M. Som. M.), fasc.1, p.17.
- 169 - CATZIGRAS,F. et COLOMB.E.(1965): Précisions sur l'emploi du terme de "molasse" et quelques autres dénominations courantes dans le Miocène du S.E. de la France. ...Som. M.), fasc.1, pp.312-313.
- 170 - CHEVALIER.J.F. (1956) : Le rief miocène du Languedoc.Bull. S.G.F. (5ème),t.XI,pp.17-19.
- 171 - CHEVALIER,J.F. (1958) :Aperçu sur les formations coralliennes du Miocène français C.R. 83ème Congr. Soc. Sav.,Aix-Marseille,Colloq.sur le Miocène, Paris , Gauthier-Villars,pp.171-177.

- 172 - COMBALUZIER.CH. (1932) : Le Miocène de Basse-Provence . Bull.
Serv.Carte géol.Fr.,n° 182,t.XXXV,152p.
- 173 - DEMARCQ.G. (1958) : Observations sur le Burdigalien du
bassin de Valréas (Drôme-Vaucluse).Bull,
Serv.Carte géol.Fr.,n°257,t.LVI,pp.151-163.
- 174 - DEMARCQ.G. (1961) : Distinction entre les nappes miocènes
et pliocènes de conglomérats à galets cal-
caires impressionnés dans la vallée du
Rhône,Bull.Serv.Carte géol.Fr.,n° 264,
t.LVIII,pp.179-198.
- 174^{bis} - DEMARCQ.G. (1970) :Etude stratigraphique du Miocène rhoda-
nien.Thèse.Sc.Paris.Mém.B.R.G.M n°61-257p.
- 175 - EHRLICH .A. (1969) :Essai de corrélation entre plusieurs
gisements volcano-lacustres miocènes du mas-
sif du Coiron (Ardèche).C.R. Som.S.G.F.,
fasc.7,pp. 245-347.
- 176 - GRANGEON.P. (1960) :Contribution à l'étude des terrains ter-
tiaires, de la tectonique et du volcanisme
du massif du Coiron.Thèse Sc.Clermont-Fer-
rand, et Grenoble,Allier,284p.
- 177 - GRANGEON.P. et JODOT (1954):Nature et âge des alluvions sous le
basalte du Coiron.C.R.Acad.Sc.Paris,t.238,
pp.2101-2103.
- 178 - MONGIN.D. (1949) :Quelques précisions sur les galets
verts du Burdigalien en Provence,C.R. Som.
S.G.F.,pp.270-272.
- 179 - MONGIN.D. (1956) :Révision stratigraphique et paléontolo-
gique du Burdigalien de Basse Provence.
Thèse Sc.,Ann.Fac.Sc.Marseille,t.XXV,pp.1-
74.

- 180 - ROMAN.F. (1896) : Le Miocène dans la région de Montpellier
Bull.S.G.F. (3ème), t.XXIV, pp.30-31.
- 181 - ROMAN.F. (1896) : Note sur le bassin miocène de Sommières (Gard), Bull.S.G.F. (3ème), t.XXIV,
pp.771-779.

Lithologie et stratigraphie du Pliocène

- 182 - BONNET.A. et DUBOUL -RAZAVET.CH. (1952): Connaissance du Pliocène du Bas-Rhône. Bull.S.G.F. (6ème), t.II,
123 - 130.
- 183 - BOURCART.J. (1945-47) : Etude des sédiments pliocènes et quaternaires du Roussillon. Bull.Serv.Carte
Géol.Fr., n°18, t.XLV, pp.1-82.
- 184 - BOUT.P.(1952) : Histoire géologique de la Haute-Loire.
Edit.Soc.académ., Le Puy, 18 + 2p.
- 185 - COMBES .A. (1960) : Présence d'une série molassique tertiaire autour des collines de Boutenac (Aude), C.R.Som.S.G.F., pp.151-153.
- 186 - COMBES.A. (1960) : Aperçu géologique sur les collines de Boutenac (Aude). Bull.S.G.F. (7ème), t.IV,
fasc.3, pp.362-380.
- 187 - DENIZOT.G. (1940) : Pliocène et Quaternaire du Bas-Rhône,
Bull.Serv.Carte Géol.Fr., n°203, t.XLII,
pp.163-171.
- 188 - DENIZOT.G. (1949) : Le sous-sol du port de Sète. Bull.Soc.
Lang.Géogr.(2ème sér.), t.XX, 1er fasc.,
pp.3-12.
- 189 - DENIZOT.G. (1950) : Le sous-sol de Frontignan. Bull.Soc.
Lang.Géogr.(2ème sér.), t.XXI, 2ème fasc.
pp.125-131.

- 190 - DENIZOT, G. (1952) : Le Pliocène dans la vallée du Rhône.
R.G. Lyon, Vol. XXVII, n°4, pp. 327-358.
- 191 - DEPERET, CH. (1885) : Description géologique du bassin tertiaire du Roussillon. Ann. Soc. géol., Paris, t. XVII, n° I, 275 p.
- 192 - DEPERET, CH. (1897) : Les animaux pliocènes du Roussillon.
Mém. S.G.F., 3, 194 p.
- 193 - DEPERET, CH. (1897) : Note sur le Pliocène et sur les éruptions basaltiques des vallées de l'Orb et de l'Hérault-Bull. S.G.F. (3ème), t. XXV, pp. 641-663.
- 194 - ELLENBERGER, P. (1953) : Sur les anciennes grottes de la Corniche de Sète (Cap de Lazaret) et leur faune villafranchienne. Bull. S.G.F. (6ème), t. III, pp. 85-98.
- 195 - ELLENBERGER, F. (1961) : Age pliocène probable des limons jaunes à galets du Narbonnais occidental. C.R. Som. S.G.F., fasc. 7, pp. 183-184.
- 196 - GOTTIS, M. (1958 : L'apport des travaux de la Cie d'exploration pétrolière (C.E.P.) dans la connaissance du bassin tertiaire du Roussillon. Bull. S.G.F. (6ème), t. VIII, n° 8, Réunion. extraordin. S.G.F. dans les P.O. pp. 881-883.
- 197 - MALAURIE, J. (1948) : Sur l'Aquitanién et le Pliocène des Corbières orientales. Valeur morphologique. Bull. A.G.F., n° 196-197, pp. 116-118.
- 198 - MATTEI, J. (1955) : Le sous-sol du Vic - la - Gardiole Bull. Soc. Lang. Géogr. (2ème sér.), t. XXVI, fasc. 2, pp. 127-130.

- 199 - PANNEHOECK.A.J. (1935) : Evolution du bassin de la Têt dans les Pyrénées orientales pendant le Néogène. Etude morpho-tectonique.Utrecht,70p.
- 200 - POIGNANT.A. (1961) : Sur le Pliocène marin des environs de Cessenon (Hlt).C.R. Som.S.G.F.,fasc.2, pp.34-35.
- 201 - THALER.L. (1955) :Sur l'âge pliocène de la faune des grottes du Lazaret (Sète,Hlt).C.R. Acad.Sc. Paris,t.251,pp.433-435.
- 202 - THALER.L. (1962) :Sur les résultats des recherches de Mammifères d'âge anté-quaternaire dans les dépôts de cavernes et fissures de l'Hérault, en 1960-61. C.R.,acad.3c.Paris,t.254,pp.2201-2209.
- 203 - THALER.L. (1965) :Une échelle de zones bio-chronologiques pour les Mammifères du Tertiaire d'Europe. C.R.Som.S.G.F.,p.116

Voir encore le n° :167 - déjà cité.

Paléo-climats tertiaires et spécialement néogènes :

- 204 - BRAVARD.Y. (1963) :Le Bas-Dauphiné.Recherches sur le morphologie d'un piedmont alpin.Grenoble ,Al-lier,504p.,Voir particulièrement :chap.2 et 3, 1ère partie.
- 205 - CORBEL.J. (1959) :Nouvelles méthodes de mesures des paléo-températures.R.G.Lyon,Vol.XXXIV,n°2, Notes et chroniques (C.R.des travaux de C. IMILIANI, notamment: Ancient temperatures, Scientific American,II,1958).

- 206 - DEPAPE, G. et GRANGEON, P. (1958) : Les Flores miocènes de la France, C.R. 83ème Congr. Soc. Sav., Aix-Marseille, 1958, Colloq. sur le Miocène, Paris, Gauthier-Villars, pp. 153-170.
- 207 - DERRUAU, M., ESTIENNE, P., FEL, A. (1958) : Etat de nos connaissances géographiques sur le Massif Central français. Rev. d'Auvergne, t. 72, n° 1 et 2, 64 p., Voir : les paléo-climats et leurs conséquences, pp. 17-20.
- 208 - GRANGEON, P. (1951) : Etude d'un nouveau gisement de plantes fossiles tertiaires et de quelques nouvelles espèces découvertes à Ceyssac. Bull. S.G.F. (Gème), t. I, p. 7-8.
- 209 - GRANGEON, P. (1953) : La Flore pontienne de Courgouras (Ardèche). Bull. S.G.F. (Gème), t. III, pp. 303-320.
- 210 - GRANGEON, P. (1958) : Contribution à l'étude de la paléontologie végétale du massif du Coiron (Ardèche). Ann. Soc. Hist. Nat. Auvergne, t. 72, n° 1 et 2, 64 p., Voir : les paléo-climats et leurs conséquences, pp. 17-20.
- 211 - HOFFSTELLER, R. (1958) : Le monde vivant au Miocène en France; 1) Milieu continental; 2) Milieu marin. C.R. 83ème Congr. Soc. Sav., Aix-Marseille, 1958, Colloq. sur le Miocène, Paris, Gauthier-Villars, pp. 153-170.
- 212 - PONS, R. (1964) : Contribution palynologique à l'étude de la flore et de la végétation pliocènes de la région rhodanienne. Ann. Sc. Nat., Sér. botan. et biologie végétale, 12ème sér. t. V, fasc. 3, Paris, Masson, pp. 1-100.

- 213 - STILLER, Cl. (1958) : La stratigraphie palynologique du Miocène en France. Analyse pollinique de différents gisements. C.R. 83ème Congr. Soc. Sav. Aix-Marseille, 1958, Coll. sur le Miocène, Paris, Gauthier-Villars, 279-293.

Voir encore le n° 40, déjà cité.

Crises tectoniques paléogènes (pyrénéo-provençale et cévenole) et les structures en résultant:

Problèmes de méthodes et généralités:

- 214 - ARTHAUD, F. (1969) : Méthode de détermination graphique des directions de raccourcissement, d'allongement et intermédiaire d'une population de failles. Bull. S.G.F. (7ème), t. XI, fasc. 5, pp. 729-737.
- 215 - ARTHAUD, F. et MATTAUER, M. (1969) : Exemples de stylolites d'origine tectonique dans le Languedoc. Leurs relations avec la tectonique cassante. Bull. S.G.F., (7ème), t. XI, fasc. 5, pp. 738-744; et C.R. Som. S.G.F., fasc. 8, pp. 290-291.
- 216 - DREYFUSS, M. et GOTTIS, M. (1948) : Succession des phases de déformation en Bas-Languedoc. C.R. Acad. Sc. Paris, t. 227, pp. 1388-1390.
- 217 - GOTTIS, M. (1967) : Sur certains aspects de l'architecture du Languedoc méditerranéen. Sa position dans le contexte continental, le rôle respectif des mouvements du socle et de la gravité dans la tectogénèse de la couverture post-hercynienne. Actes Soc. linn. de Bordeaux, t. 104 sér. B, n° 13, 9p.

- 217 bis-MATTAUER,H. (1973): Les déformations des matériaux de l'écorce terrestre.Paris, Hermann,"Méthodes", 493 p.v.particulièrement: les figures des pp.113,221,225.

Voir également: n°138, déjà cité.

Etudes de détail, classées par régions:

1)-Pré-Pyrénées, Corbières, bassin du Minervois:

- 218 - BARRABE.L. (1929) : La nappe des Corbières et le massif du Mouthoumet.Bull.S.G.F. (4ème),t.XXIX, n°8-9, Réunion.extraordin.S.G.F. dans les Pyrénées,Sept-Oct.1928,pp.505-509
- 219 - BARRABE.L. (1938) : Structure du bord méridional du bassin du Minervois. Feuille de Narbonne au 1/80 000ème.Bull.Serv.Carte géol.Fr., n°197,t.XXXIX,pp.174-186.
- 220 - BARRABE.L. (1944) : Quelques observations sur le bassin fluvio-lacustre éocène du Minervois.Bull. S.G.F. (5ème),t.XIV,pp.219-232.
- 221 - BARRABE.L. (1958) : Grandes lignes de la structure des Corbières orientales.Bull.S.G.F. (6ème),t.VIII, pp.811-816.

- 222 - BARRABE, L. (1962-64) : Etude sur l'exploration par sondages profonds de la zone axiale du synclinal d'Aigne, dans le bassin de lignites du Minervois, (1943: publié par les soins de R. ESPIARCEL). Bull. Soc. Et. Scientifiques Aude, t. LXIII, pp. 301-308.
- 223 - BCUILLIN, J. P. (1972) : Données nouvelles sur la structure de la zone sous-pyrénéenne entre Corbières et Cucugnan (Aude). C. R. Som. S. G. F., fasc. I, pp. 25-27.
- 224 - CASTERAS, M. et VIALARD, P. (1961): Sur l'allure et la constitution du front chevauchant de l'unité de Jonquières et de Fontjoncouse dans les Corbières orientales. C. R. Som. S. G. F., fasc. 8, pp. 230-234.
- 225 - GELARD, J. P. -(1969) : Structure de la région située entre Quillan et le Pech de Fugarach (Corbières occidentales). Bull. S. G. F. (7ème), t. XI, fasc. 3, pp. 345-353; et C. R. Som. S. G. F., fasc. 3, p. 96.
- 226 - GELARD, J. P. et MAGNI, J. (1968): Sur la "lame cénomaniennne" entre Quillan et le Pech de Bugarach (Corbières mérid.). C. R. Som. S. G. F., fasc. 9, pp. 292-294.
- 227 - JAFFREZO, M. (1970) : Précisions stratigraphiques et tectoniques sur le lobe de Fontjoncouse de la nappe des Corbières orientales. Bull. S. G. F. (7ème), t. XII, fasc. I, pp. 65-77; et C. R. Som. S. G. F., fasc. I, p. 9.
- 228 - LAPPARENT, A. F. de (1948): La Montagne d'Alaric (Aude) et ses environs. Bull. Serv. Carte géol. Fr., n° 224, t. XLVII, pp. 1-32.

- 229 - MATTAUER.M. et PROUST.F.(1965): Sur la présence et la nature de deux importantes phases tectoniques dans les terrains secondaires des P.O.C.R. Som.S.G.F., fasc.4, pp.132-133.
- 230 - OLIVE.P. (1961) : Sur la stratigraphie et la structure du chafnon calcaire de Galamus (Aude et P.O.). C.R. Som.S.G.F., fasc.5, pp.118-119.

Voir encore le n°31 déjà cité.

2)- Montagne Noire et Avant-Causse de Bédarieux:

- 231 - AVIAS.J.,GCNORD.H. et LEMPERIERE.P. (1965): Note préliminaire sur quelques données nouvelles concernant l'histoire tectonique et métallogénique de la zone occidentale du Sud du fossé de Bédarieux (région de Lamalou-les-Bains,Hlt.). C.R.Som.S.G.F., fasc.6, pp.201-202.
- 232 - BAECKEROOT.G. (1953) : Le style de l'accident limite de la Montagne Noire occidentale.Bull.A.G.F. ,n° 237-238, pp.179-180.
- 233 - NICKLES.R. (1899): C.R. de l'excursion du 10 Septembre (1898) à Bédarieux.Bull.S.G.F. (3ème), t.XXVII, pp. 731-738.

Voir aussi les N^{os} : 64,65,66,74, déjà cités.

3) Narbonnais et Biterrois :

- 234 - ELLENBERGER.F. (1959) : Sur la terminaison Nord-orientale du chafnon de St-Chinian (Hlt).C.R. Acad.Sc. Paris, t.248, pp.712-715.

235 - ELLENBERGER.F. (1967) : L'arc de St-Chinian et la tectonique languedocienne de charriages cisailants. C.R.Som.S.G.F., fasc.2, pp.34-35; avec remarques de B.GEZE.

236 - ELLENBERGER.F. (1967) : Les interférences de l'érosion et de la tectonique tangentielle tertiaire dans le Bas-Languedoc (principalement dans l'arc de St-Chinian): note sur les charriages cisailants. R.Géogr.physique et Géol.dynamique, (2ème), Vol.IX, fasc.2, pp.87-141.

Voir , en outre, les N^{os} 31 et 138, déjà cités.

De même, voir le N° 491, mentionné plus loin.

4)-Grands Causses:

237 - GEZE.B. (1948) : Révision de la feuille de Séverac au 80 000ème Bull.Serv.Carte géol.Fr., n°225, t.XLVII, pp.135-144.

238 - GEZE.B. (1953) : Révision de la feuille de Séverac au 80 000ème Bull.Serv.Carte géol.Fr., n°237, t.L, pp.195-205; voir C.R. par A.CAILLEUX in R.G.Dyn. n°6, 1954, pp.282-286.

239 - RAULT.M.D. (1968) : Les relations entre les déformations syn-sédimentaires liasiques et la tectonique oligocène dans la zone de Trèves (Gard). C.R. Som.S.G.F. , fasc.9, pp.318-319.

On trouvera encore des indications utiles dans les N^{os} 354 et 422, cités ci-dessous.

5)-Bordure orientale du Massif Central: régions sub-caussenarde et sub-cévenole :

- 240 - COULET.E. (1966) : La zone subcévennique en pays alésan.
Bull.Soc.Lang.Géogr.(2ème),t.XXXVII,
fasc.3-4,pp.435-588.
- 241 - ~~DENIZOT~~.G. (1931) : Les affleurements crétaciques dans la
plaine tertiaire d'Alès.Bull.S.G.F. (5ème)
t.1,pp.397-428.
- 242 - DENIZOT.G. (1937): Affleurements crétacés, brèches tectoniques
et brèches sédimentaires dans la plaine d'A-
lès.Bull.S.G.F. (5ème),t.VII,pp.187-202.
- 243 - GOGUEL.J. (1936) : Le bord cévenol.C.R. Acad.Sc.Paris,t.203,
pp.1079-1081 .
- 244 - GOGUEL.J. (1938) : Quelques observations sur la faille des
Cévennes,Bull.Serv.Carte géol.Fr.,n° 197,
t.XXXIX,pp.164-170.
- 245 - GOGUEL.J.,MAINGUY.M., GOTTIS .M. et GERMA.J. (1954): Observa-
tions sur l'article de C.J.KOOP (a megabrec-
cia formed by sliding in Southern France-
Am.Journal Sc.,Vol.250,1952,pp.822-828 ;
and.Vol.251,1953,pp.831-832).In C.R. Som.
S.G.F.,fasc.I,p.33.
- 246 - NICKLES.R. (1899) : Sur la tectonique des terrains secondaires
dans la région de Clermont-l'Hérault.Bull.
S.G.F. (3ème),t.XXVII,pp.771-777.
- 247 - NICKLES.R. (1907) : La région plissée du Buèges (excurs.du
9 Oct,dans la Séranne).Bull.S.G.F. 04ème),
t.VII,p.569.

- 248 - SEGURET, M. et PROUST, F. (1965) : L'évolution tectonique post-hercynienne de la bordure mésozoïque des Cévennes méridionales, entre Alès et Ganges. Bull.S.G.F. (7ème), t.VII, pp.85-92; et C.R. Som.S.G.F., fasc.2, p.33.

Joindre le n° 233, cité plus haut.

6) Région de Montpellier:

- 249 - COMBES, P.J. (1965) : Remarques sur un type particulier de failles normales dans le massif de la Gardiole (Hlt), C.R.Som.S.G.F., fasc.2, pp.55-56.
- 250 - DUCROT, J. (1971): Remarques préliminaires sur une étude sismique par réflexion au large du Cap d'Agde. C.R.Som.S.G.F., fasc.5, pp.273-275.
- 251 - DREYFUSS, M. (1943) : Une carte du pli de Montpellier entre la Colombière et le Salaison. Bull.S.G.F. (5ème), t.XIII, pp.339-342.
- 252 - DREYFUSS, M. et GOTTIS, M. (1947) : Le bassin tertiaire de St-Martin-de-Londres et l'orogénèse de l'anticlinal du Pic-St-Leup. Bull.S.G.F. (5ème), t.XVII, pp.293-299.
- 253 - GEZE, B. (1938-39) : La bordure méridionale du Causse de Viols-le-Fort (feuille de Montpellier au 80 000ème). Bull.Serv.Carte géol.Fr., n°199, t.XL, pp.147-152.
- 254 - GOTTIS, M. (1959) : Résultats du sondage "Murviel I" de la Cie d'exploration pétrolière. Leur apport à la connaissance de la région de Montpellier, Bull.S.G.F. (7ème), t.I, pp.546-550.

- 255 - GOTTIS.M. (1960-63) : Architecture tertiaire en Bas-Languedoc. Développements de fossés superficiels par soustraction tangentielle de couches profondes au cours de phénomènes de glissements. In Livre Mém.Prof.P.FALLOT,Mém. h.sér. S.G.F.,3ème partie,pp.383-395.
- 256 - LEMPERIERE.P. et GONORD.H. (1966): Sur l'existence de nouvelles structures liées à une phase de compression de direction S.E., au Nord de Montpellier,entre Restinclières et le Bois de Périé (Hlt),C.R.Som.S.G.F.,fasc.7,pp.257-258, voir aussi : ibid.,fasc.8,p.314.
- 257 - MATTAUER.M. et PROUST.F. (1962):Sur la tectonique de la fin du Crétacé et du début du Tertiaire en Languedoc,R.Géogr.physique et Géol.dynamique (2ème), t.V,fasc.I,pp.5-11.

Voir également les N^{OS} : 138 et 162, déjà cités.

7)- Régions gardoises:

- 258 - BONNET.A. (1967) : Sur l'âge et la disposition des formations du synclinal du Fougéras (Commune de Dions-Gard)C.R. Som.S.G.F.,fasc.2,pp.41-42.
- 259 - PARADIS.G. (1961) : Contribution à l'étude géologique de la région à l'Ouest d'Uzès. D.E.S. Sc.Montpellier,79p.
- 260 - PUECH.J.P. (1963) : Contribution à l'étude géologique et à l'étude des roches magasins de la région de Vacquières et du Bois de Paris.Thèse IIIème cycle, Montpellier,75p.

Voir,en outre, les N^{OS} cités ci-dessous: 295,313,314,318,321, 331, 371,372.

Types morpho-tectoniques extra-languedociens, pour
comparaison :

- 261 - AUBOIN.J. et MINNESSIER.G. -(1960-63): Essai sur la structure de la Provence. In Livre Mém. Prof. F. FALLOT, Mém. h. sér. S.G.F., t. II, pp. 45-98.
- 262 - CORNET.C. (1959) : Evolution morphologique en Basse-Provence depuis le Miocène. Bull. S.G.F. (7ème), t. I, pp. 844-853.
- 263 - CORNET.C. (1961): Le delta miocène de la région comprise entre la Ste-Baume et le golfe durancien. C.R. Som. S.G.F., fasc. 7, p. 204.
- 264 - CORNET.C. (1961) : Histoire géologique de la chaîne de la Nerthe, depuis l'Oligocène. R. Géogr. physique et Géol. dynamique (2ème), Vol. IV, fasc. 2, pp. 115-120.
- 265 - CORNET.C. (1963) : Sur l'existence, en Provence, d'une phase tectonique oligocène d'origine profonde. Bull. S.G.F. (7ème), t. V, pp. 255-269.
- 266 - CORNET.C. (1965) : Evolution tectonique et morphologique de la Provence depuis l'Oligocène. C.R. Som. S.G.F., fasc. 3, pp. 103-104.
- 267 - CORNET.C. (1965-66): Evolution morphologique et tectonique de la Provence depuis l'Oligocène, Thèse Sc. Paris, 180p. phot. cop.; et Mém. S.G.F. (Nouv. sér.), t. XLIV, fasc. 2, n° 105, 252 p.
- 268 - CORNET.C. (1967) : Réponse à une note de Y. MASURIL, intitulée "sur l'évolution de la Basse Provence orientale". C.R. Som. S.G.F., fasc. 4, pp. 139-141.

- 269 - CORNET,C. (1969): La Provence de l'Oligocène à nos jours.
R.Géogr.physique et Géol.dynamique (2ème),
Vol.XI,fasc.I,pp.101-121.
- 270 - CORROY,G. (1960-63) :L'évolution paléo-géographique post-
hercynienne de la Provence. In Livre mém.
Prof.F.FALLOT,Mém. h.sér.S.G.F.,t.II,
pp.19-43.
- 271 - DREYFUSS,M. (1960) : Caractères généraux et histoire géolo-
gique du Jura. Bull.Union des Naturalistes
de l'Enseignement public,n°2,15p.
- 272 - GLANGEAUD,L. (1949) : Les caractères structuraux du Jura.
Bull.S.G.F. (5ème),t.XIX,pp.669-688.
- 273 - GLANGEAUD .L. (1953) : Tectonique comparée des nappes de
glissement dans le Jura bressan et diverses
régions méditerranéennes.Bull.S.G.F. (6ème),
t.III,pp.697-702.
- 274 - GOGUEL,J. (1943) : Essai d'une synthèse tectonique en Proven-
ce.Bull.S.G.F. (5ème),t.XIII,pp.367-382.
- 275 - GOGUEL,J. (1944) : Description géologique des Alpilles.Bull.
Serv.Carte géol.Fr.,n°214,t.XLIV,pp.1-28 .
- 276 - GOGUEL,J. (1938) : Remarques sur la tectonique du massif de
Gigondas et des régions voisines.Bull.S.G.F.
(5ème),t.VIII,pp.355-362.
- 277 - LAPPARENT,A.F. de (1950): Types variés de plis de couverture
en Basse Provence orientale.Bull.S.G.F.
(5ème),t.XX,pp.323-333.
- 278 - LUTAUD,L. (1935) : Sur la genèse des chevauchements et écail-
les de la Provence calcaire.C.R.Som.S.G.F.,
pp.261-264.

279 - LUTAUD,L. (1957) : La tectogenèse et l'évolution structurale de la Provence,R.Géogr.physique et Géol. dynamique (2ème),t.I,pp.103-112.

280 - MASUREL,Y. (1964) : La Provence cristalline et ses enveloppes sédimentaires.Thèse Lettres,Gap,Impr. Louis Jean, 418p.

281 - MASUREL ,Y. (1966) : Sur l'évolution de la Basse Provence orientale.C.R. Som.S.G.F.,pp.310-313.

Voir encore les N^{os}:38 et 41, déjà cités.

Mobilisme néogène:

282 - BARRABE,L. (1940) : Sur l'existence d'un important accident tectonique post-helvétien au Sud de Béziers. C.R. Som.S.G.F.,fasc.6,pp.50-52.

283 - BOURCART,J. (1954) : Recherches sur le plateau continental de Banyuls-sur-Mer. Vie et Milieu,t.VI,fasc.4, pp.435-524.

284 - BOURCART,J. (1960-63): La Méditerranée et la révolution pliocène. In Livre mém.Prof.P.FALLOT,t.I,pp.103-116.

285 - CORNET,C.(1968) : A propos de la tectonique miocène en Basse Provence occidentale.C.R. Som.S.G.F.,fasc. I,p.9.

286 - CORNET,C. (1968) : Le graben médiant (zone A) de la Méditerranée occidentale pourrait être pontien.C.R. Som.S.G.F.,fasc.5,p.149.

287 - DUBOIS,F. (1966) : Sur la sédimentation et la tectonique du Miocène de la Provence occidentale.Bull. S.G.F. (7ème),t.VIII,pp.793-801, et C.R. Som.S.G.F. fasc.9,p.370.

- 288 - ELLENBERGER.F. et HOULEZ.F. (1964): Sur une zone de failles néogènes prolongeant la flexure cévenole dans le pays narbonnais interne (données nouvelles sur les limons jaunâtres à galets: le sondage d'Ornaisons.C.R. Acad.Sc.Paris, t.258, pp.3526-3529.
- 289 - ELLENBERGER.F. et GOTTIS.M. (1967) : Sur les jeux des failles pliocènes et quaternaires dans l'arrière-pays narbonnais.R.Géogr.physique et Géol. dynamique (2ème),Vol.IX,fasc.2,pp.153-159.
- 290 - GOTTIS.M. (1959) : Déformations tardives du synclinal de Pompignan-St-Martin-de-Londres et antécédence du réseau hydrographique,Bull.S.G.F. (7ème) t.I,pp.574-577.
- 291 - GOTTIS.M. (1972) : Morphologie et déformations mio-plio-quaternaires des Pyrénées.C.R.Acad.Sc.Paris, t.275, sér.D,pp.1199-1202.
- 292 - GOUVERNET .C. (1963) : Le Miocène de la région de Salon-de-Provence (B.du Rh.),stratigraphie et tectonique. Ann.Fac.Sc.Marseille,t.XXXIV,pp.129-145.
- 293 - GRANGEON.P. (1955) : Tectonique post-pliocène du massif du Coiron et de ses abords immédiats.C.R. Acad. Sc.Paris,t.241,pp.1803-1805.
- 294 - KIEFFER.G. (1964) : Renseignements morphologiques des coulées de lave sur les bordures des bassins volcanisés du Massif Central.C.R. 88ème Congr. Soc.Sav.,Clermont-Ferrand,1963,Paris,Imp. Nat.pp.137-152.

Voir également les n^{os} 167 et 182,déjà cités.

Le problème des surfaces d'érosion:

Généralités:

La plupart des titres qui concernent cette rubrique ont été donnés dans la bibliographie de l'introduction. Nous renvoyons donc aux N^{os} : 1 - 5 - 6 - 7 - 12 - 14 - 15 - 16 - 17 - 18 - 31 - 37 - 39 - 41 - 190 et 207 déjà cités,

On verra aussi plus loin les N^{os} 302- 322- 325 - 326- 327- 328 .

Sur les traces de la surface post-hercynienne :

- 295 - BOYER, CH. (1964) : La zone de contact des Cévennes et de leur bordure, entre St-Ambroix et Alès, D.E.S. Montpellier, 102 p., un atlas.

Surface de dégradation karstique de la bauxite:

Voir les N^{os} : 41- 128 et 129 , déjà cités.

Surface fini-crétacée et infra-tertiaire:

- 296 - COULET, E. (1968): Livret-guide de l'excursion-colloque Langue-doc-Provence, organisée par la Commission nationale d'étude des phénomènes karstiques 1ère partie, 22p. ronéotyp.
- 297 - DELMAS, Y. (1951): Le bassin de Mures, D.E.S. complémentaire, Bordeaux, 1 Op.

Voir , en outre, le N° 31, déjà noté, et plus loin le n° 355.

Hautes surfaces montagnardes indéterminées:

Les textes les plus importants sont à prendre plus haut, aux n^{os} : 2-5-30. On ajoutera :

- 298 - VIALA, R. (1967) : D.E.S., Toulouse, 13 Op.

Surfaces néogènes et villafranchiennes inférieures
dûment datées :

Là encore une grande partie de références touche à des travaux d'ensemble ou dont l'intérêt principal concerne un autre objet. Nous renvoyons donc :

Pour les N^{OS} déjà cités :

17 et 18, concernant le pays de Montpellier.

30 et 31, relatifs aux Pyrénées Orientales et aux Corbières.

37, afférent à la Montagnette de Tarascon et au Sud du Massif de Villeneuve-lès-Avignon.

259, touchant la bordure orientale du fossé d'Alès.

Pour les N^{OS} à venir : 308-309-514 -585.

Et, en outre, 495-563-564, où J. TRICART et ses collaborateurs font allusion, entre autres choses, à des surfaces néogènes en Lunellois, Vaunage et dans le pays de Privas (Ardèche).

On lira aussi :

- 299 - BOUT.F. (1962) : Le remplissage du bassin du Val d'Aud (Lozère) et ses enseignements sur la morphogénèse du Massif Central. Rev. d'Auvergne, Clermont-Ferrand, t. XXI, pp. 11-36.
- 300 - CORNET.C. (1968) : Etude préliminaire de la surface de Vingrau dans les Corbières méridionales. Bull. S.G.F. (7ème), t. X, fasc. 6, pp. 639-644 et C.R. Som. S.G.F. fasc. 9, p. 312.
- 301 - CORNET.C. (1972) : Etude géomorphologique du massif de l'Hortus. In " la grotte de l'Hortus ...", Etudes quaternaires (Géol. Paléontol., Préhistoire), mém. N° I, Univ. de Provence, pp. 23-38.

C'est un point de vue synthétique que l'on trouve dans:

- 302 - DENIZOT.G. (1937) : Cycle pliocène et surface anté-quaternaire sur le sol français.Bull.A.G.F.,n°106, pp.82-91.

Des replats néogènes sont énumérés, mais en très grand nombre et selon une méthode purement altimétrique par:

- 303 - JOURDAN.E. (1951) : La surface prévolcanique de l'Escandorgue.Bull.Soc.Lang.Géogr. (2ème),t.XXIV, 2ème fasc,pp.189-200.
- 304 - JOURDAN.L. (1963) : Quelques observations sur les formes volcaniques étagées entre le Larzac et la plaine du Languedoc.C.R. 86ème Congr.Soc. Sav.,Montpellier 1961,Paris, Imp.nat. pp.169-192.

Problème de la surface" fondamentale" et du haut niveau des "monadnicks" :

Les titres rassemblés ci-dessous couvrent les points de vue suivants: 1)- Eléments d'identification (fossilisation par la molasse, ses anciens rivages, ses minéraux lourds, enduits ferrugineux, épandages de cailloutis et débris de couvertures lacustres) 2)-Supports lithologiques favorables à la conservation des surfaces et leur gauchissement.

Parmi les N^{os} déjà cités: 41-49-135-138-171.

à voir également, plus loin : 331- 440-441-442. .

- 305 - BIROT.P. (1965) : C.R.de la Thèse de Y.MASUREL: "La Provence cristalline et ses enveloppes sédimentaires. Essai de Géographie physique . A.G. ,n° 405, t.LXXIV,pp.601-605.

- 306 - CAVAILLE.M. (1964) : Contribution à l'étude géomorphologique du Lodévois.D.E.S.,Montpellier,112p.
- 307 - CHABAUD.A. (1961) : L'Uzège. Uzès,H.Peladan,226p.
- 308 - COULET.E. (1969): A propos d'une sortie en Vaunage,Histor. et Géogr.Bull.Soc.Prof.Hist.et Géogr. Enseignement public,N°220,pp.46-49.
- 309 -COULET.E. (1971) : A propos d'un "pays" languedocien: la Vaunage. Essai de présentation morphogénétique,Bull.Soc.Etude Sc.Nat.de Nîmes,t.LI, pp.283-314.
- 310- FALKENHAYN,J.von (1967) : Le bassin d'Uzès et ses bordures Thèse 3ème cycle,Paris. 217p. 1 carte h.t.
- 311 - FABRE.J. (1959) : Etude morphologique du bassin de la Mosson. D.E.S. complémentaire,Montpellier,13p.
- 312 - GOUAZE.Cl. (1964):Morphologie des pays de la rive gauche de l'Hérault,D.E.S.,Montpellier,116p.
- 313 - GURLY.A. (1964) : Le bassin d'Alès.D.E.S.,Montpellier,83p.
- 314 - GUYOT.F. (1970) : Etude géomorphologique des pays des côtes gardaises,D.E.S.,Montpellier,77p.
- 315 - JALAGUIER.J. (1956) : La Gardiole et sa bordure maritime. D.E.S.,Montpellier,147p.
- 316 - MILLOT.G. (1964) :Géologie des argiles.Paris,Masson,449p.
- 317 - PEULVAST.J.P. (1971): Contribution à l'étude morpho-structurale du Bas-Rhône : l'évolution morphologique de l'escarpement lié à la faille de Roquemaure,Bull.A.G.F.,n^{os} 391-392,pp.331-346.
- 318 - SON.Y. (1972) : Le bassin du Vidourle en amont de la fontaine de Sauve. Etude géomorphologique.D.E.S. Montpellier,87p.

- 319 - VIALZEUF, B. (1961) : Les hautes Garrigues de l'Hérault. D.E.S. Montpellier, 141 p., Atlas.
- 320 - VIALZEUF, B. (1965) : Les hautes Garrigues de l'Hérault . Bull. Soc. Lang. Géogr., (2ème), t. XXXVI, pp. 259-334.
- 321 - VOLLE, J. P. (1965) : Les marges septentrionales du bassin d'Alès. Etude morphologique. D.E.S. Montpellier, 203 p., Atlas.

Références extra-régionales utilisées à propos des surfaces d'érosion :

- 322 - BEAUJEU-GARNIER, J. (1950) : Le Morvan et sa bordure. Etude morphologique. Paris, P.U.F., 288 p.
- 323 - BRAVARD, Y. (1963) : Le Bas-Dauphiné. Recherches sur la morphologie d'un piedmont alpin. Grenoble, Allier, 504 p.
- 324 - CIAUZON, G. (1961) : La chaîne de l'Etoile. Bull. A.G.F. n° 298, pp. 74-82.
- 325 - CORNET, C. (1959) : Evolution morphologique en Basse Provence depuis le Miocène. Bull. S.G.F., (7ème), t. I, pp. 844-853.
- 326 - CORNET, C. (1965) : Evolution tectonique et morphologique de la Provence depuis l'Oligocène. Thèse Sc., photocop. 180 + 27 p.
- 327 - DERRUAU, M. (1949-50) : La formation du relief de la Grande Limagne. R.G.A., tt. XXXVII et XXXVIII, pp. 599-670 et 5-105.

- 328 - JOURNAUX, A. (1956) : Les plaines de la Saône et leurs bordures montagneuses. Etude morphologique. Caen, Caron, 529p.
- 329 - ROUSSET, CL. (1967) : Preuves de la transgression vindobonienne sur la crête de la Montagne de Ste-Victoire (B.d-R.). C.R. Som. S.G.F., fasc. 5, p. 200.
- 330 - TOURAINE, F. (1969) : Sur la datation de la principale surface d'érosion tertiaire en Provence. C.R. Som. S.G.F., fasc. 6, pp. 205-207.

Reliefs différentiels développés aux dépens des principales surfaces d'érosion:

Dans la couverture post-hercynienne:

- 331 - DORIA, R. B. (1972) : Géomorphologie de l'anticlinal de St-Just (Gard). D.E.S., Montpellier, 74p.
- 332 - NICOD, J. (1952) : Micro-reliefs appalachiens en Basse Provence calcaire. R.G.A., t. XL, fasc. III, pp. 479-492.

Voir encore le n°317, déjà cité; et, plus loin le n°355.

Dans le socle hercynien:

- 333 - DERRUAU, M. (1952) : Les caractères différentiels des roches du socle dans l'Ouest et le Sud-Ouest du Massif Central français. Public. Fac. Lettres Clermont-Ferrand, P.U.F. dépôt., t. II, fasc. 6, 56p.
- 334 - GODARD, A. (1966) : Morphologie des socles et des massifs anciens. Les "tors" et le problème de leur origine. Rev. Géogr. de l'Est, n°1 et 2, pp. 153-170.

335 - GODARD, A. (1967) : Morphologie des socles et des massifs anciens. Erosion différentielle et tectonique récente (à propos de l'excursion de la Commission de morphologie des roches cristallines dans le Massif Central: mai 1966). Rev. Géogr. de l'Est, n°1 et 2, pp.201-209.

335bis- GODARD, A. et Collab. (1972) : Quelques enseignements apportés par le Massif Central français dans l'étude géomorphologique des socles cristallins. R. Géogr. physique et Géol. dynamique (2), Vol. XIV., fasc. 3, pp.265-296.

336 - MOURRE, J. (1940) : Le relief des monts de Lacauene. R. G. Pyrénées et S. O., t. XI, fasc. 2, pp.131-148.

Voir encore, ci-dessous le n° 422.

Réseaux hydrographiques, notamment dans leurs rapports avec les surfaces:

Les principales indications sont à prendre dans les n°^{os} suivants, notés ailleurs: 28 - 317 - 318.

Certains de ces textes se réfèrent aux méthodes examinées par :

337 - PINCHEMEL, PH. (1950) : L'étude des réseaux hydrographiques . Bull. A.G.F., n°^{os} 208-209, pp.72-80.

Les phénomènes karstiques, notamment en relation avec la question des surfaces (y compris les problèmes climatiques et les références aux régions de comparaison).

Pas plus que pour la Géologie stratigraphique et lithologique, il n'est souhaitable, ici, de présenter une bibliographie exhaustive. Elle serait, du reste démesurée, s'il fallait prendre en compte toute la littérature spéléologique dont chaque numéro

serait à citer, depuis le début du siècle, sous les divers titres: Bull. de la Soc. de Spéléologie, Bull. du Comité Nat. de Spéléologie, Spelunca, Ann. de Spéléologie, Actes des Congrès Nat. et Internat. Au demeurant, on trouvera un regroupement systématique de références dans: 402 et 404. Nous nous bornons donc aux écrits qui ont directement inspiré notre texte:

Parmi eux, ont déjà été cités: 4 - 21- 28 - 29 - 30 - 31 - 41 - 295 - 306 - 320.

338 - AVIAS, J. (1964-68) : Sur la méthodologie en hydro-géologie karstique. In Mém. Centre d'Et. et Recherches hydro-géologiques, t. I, Montpellier, Inst. Géol. C.E.R.G.A., pp. 5-20.

339 - AVIAS, J. (1970) : Barrages en terrain karstique. L'exemple du barrage de Ceyrac (Gard). Actes Réunion. Internat. Karstologie: Languedoc - Provence, Juillet 1968, "Méditerranée", Et. et Trav. Gap., Ophrys, pp. 51-56.

340 - AVIAS, J. et DUBOIS, P. (1963) : Sur la nappe aquifère des karsts barrés par failles du Bas-Languedoc. Spelunca, Mém. N° 3, pp. 68-72.

341 - BIROT, P. (1954) : Problèmes de morphologie karstique. A.G. t. XLIII, N° 337, pp. 161-192.

342 - BIROT, P., avec collab. de ROGLIĆ, J., NICOD, J., DUTAURE, J. (1966) le relief calcaire. Paris, C.D.U., Cours ronéotypé, 238 p.

343 - BRAVARD, Y. et SIFFRE, M. (1958) : Contribution à l'étude du façonnement des alluvions souterraines, Comm. présentée par M. SIFFRE au 11ème Congr. Internat. Spéléologie, (Bari, Lecce, Salerno, Oct. 1958).

- 344 - CAILLEUX.A. (1954) : C.R.critique de l'article de B.GEZM in Bull.Serv.Carte Géol.Fr.t.I,n°137,1953.rev. Géomorphol.Dynamique,n°6,pp.282-286.
- 345 - CAVAILLE.A. (1960) : Les argiles des grottes. Introduction à l'étude des sédiments souterrains. Ann. Spéléol.t.XV,fasc.2,pp.383-400.
- 346 - CLAUZON.G. (1961) : La chaîne de l'Etoile.Bull.A.G.F.,n°298, pp.74-82.
- 347 - CHABOT.G. (1933) : Les relations de l'érosion karstique et de l'érosion normale. Pénéplaines vives et pénéplaines mortes. Note sur les rapports de l'érosion karstique et de l'érosion normale.C.R.,Congr.Internat.Géogr.de Paris,1931. t.II, Sect.II: Géogr.physique,fasc.I,quest. 18 Paris, A.Colin,pp.619-623.
- 348 - CIRY.R. (1959) : Une catégorie spéciale de cavités souterraines, les grottes cutanées.Ann.Spéléol., t.14,fasc.1-2,pp.23-30.
- 349 - COMBES.P. (1970) : Atlas hydro-géologique au 1/50 000ème du Languedoc-Roussillon: feuille de Montpellier synthétisée par ..., Mém. h.s.C.E.R.G.H., C.E.R.G.A. Montpellier, une carte, coupes, schémas et cartes annexes,4p.de texte, plus tabl.statistiq.et références.
- 350 - CORBEL.J. (1954) : Les phénomènes karstiques dans les Grands Causses.R.G.Lyon,vol.XXIX,n°4,pp.287-316.
- 351 - CORBEL.J. (1956) : Un karst méditerranéen de basse altitude: le massif des Calanques et la formation de son relief.R.G.Lyon,vol.XXXI,n°2,pp.129-136.

- 352 - CORBEL,J. (1957) : Les karsts du Nord-Ouest de l'Europe et de quelques régions de comparaison. Etude sur le rôle du climat dans l'érosion des calcaires.Mém.et Doc.Instut.Et.rhodaniennes,Univ. Lyon,n°12,541p.
- 353 - CORBEL,J. (1959) :Les grandes cavités de France et leurs relations avec les facteurs climatiques,Ann. Spéléol.t.XIV,fasc.1 et 2,
- 354 - COULET,E. (1962) : Morphologie des Grands Causses,Bull.Soc. Languedoc,Géogr.(2ème),t.XXXIII,fasc.L et 2, pp.3 -62.
- 355 - COULET,E. (1969) : Caractères et problèmes du karst languedocien. Actes Réun.Internat Karstolog.Languedoc-Provence,Juillet 1968,"Méditerranée,Et. et Trav.,1970,Gap, Ophrys,pp.15-35.
- 356 - DEMANGEON,P., FABRE,G.,SALVAYRE,H. (1972): Nouvelles données sur le karst de la Fontaine de Nîmes et son bassin d'alimentation,Ann,Spéléol.,t.27,fasc.3, pp.479-505.
- 357 - DEMANGEOT ,J. (1973) : Les blocs d'effondrement dans les grottes et les abris sous roche. In Actes colloq.Internat.Karstolog.et Spéléol.,Languedoc, Rouergue, Quercy, Périgord,Caen,C.R.D.P. photocop.,p.73.
- 358 - DROGUE,C. (1963) : Méthode de détermination de la capacité de rétention... des massifs karstiques,C.R. Acad. Sc.Paris,t.262,pp.5377-5379.
- 359 - DROGUE,C. (1964) : Etude géologique et hydrométrique des principales résurgences de la région Nord-montpelliéraine. Thèse IIIème Cycle, ronéotyp. (21 x 27),pp.XVI + 211.

- 350 - DROGUE, C. (1964-1968) : Etude hydro-géologique des principales résurgences de la région Nord-montpelliéraine. In...
In...
C.E.N.E.A., Montpellier, t.1, pp.61-121.
- 361 - DROGUE, C. et PLEGAT, R. (1971) : Températures et phénomènes biochimiques dans la dissolution du calcaire. Bull.A.G.F., n^{os} 389-390, Colloq.Karstol. et Spéléol., animateur P.FENELON, 8 Mai 1971, pp.235-240.
- 362 - DUBOIS, P. (1958) : Etude des réseaux souterrains des rivières Buèges et Virenque (Bas-Languedoc), Actes 11ème Congr.Internat.Spéléol.(Bari, Lecce, Salerno), Oct.1958, Sect.I, pp.167-175.
- 363 - DUBOIS, P. (1957-1959) : Etude géologique de la région de St-Mathieu-de-Trévières, Prades-le-Lez, D.E.S. Sc. Montpellier, dactylogr. 32p.
- 364 - DUBOIS, P. (1962) : Deux expériences de coloration à la bordure méridionale des Cevennes: I, coloration du réseau souterrain du Lez (Hérault); II, coloration du réseau souterrain de Rognès (Gard). Spelunca, Mém.N°2, pp.41-50.
- 365 - DUBOIS, P. (1964) : Esquisse de l'hydro-géologie du massif de la Gardiole (Bas-Languedoc). Spelunca, Mém.N°4, pp.57-67.
- 366 - DUBOIS, P. (1964) : Les circulations souterraines dans les calcaires de la région de Montpellier. Bull.B.R.G.M n°2, 31p.

- 367 - DUBOIS, P. (1964) : Les circulations souterraines dans les karsts barrés du Bas-Languedoc. Actes IIIème Congr. Internat. Spéléol. Vienne (Autriche), Sect. I, fasc. I, pp. 167-174.
- 368 - DUBOIS, P. (1969) : Sur la morphologie et l'évolution souterraine de la région calcaire Nord-montpelliéraine. Actes Réunion Internat. Karstolog. Languedoc-Provence, Juillet 1968, "Méditerranée", Et. et Trav. 1970, pp. 37-50.
- 369 - DUBOIS, P. (1972) : Notes karstologiques sur le Causse de l'Hortus. In : la grotte de l'Hortus (Valflaunès - Hlt) Et. quaternaires, Géol., Paléontol. Préhistoire, Mém. N° 1, Univ. de Provence, Marseille, pp. 39-51.
- 370 - ENJALBERT, H. (1968) : La genèse des reliefs karstiques dans les pays tempérés et dans les pays tropicaux : essai de chronologie. Mém. et Doc., Centre de Recherches et de Documentation Cartogr. et Géogr. C.N.R.S., Vol. 4, (2ème sér.), pp. 295-327.
- 371 - FABRE, G. (1969) : La région calcaire du canyon de la Cèze ; recherches de Géomorphologie. Mém. Maîtrise, Géogr. Montpellier, 107p., une carte.
- 372 - FABRE, G. (1972) : Les Garrigues septentrionales du Gard, étude de Géomorphologie karstique. Thèse IIIème Cycle, Lettres, Montpellier, 198p., une carte h.t.
- 373 - FABRE, G. (1972) : Le drainage du cours supérieur de l'Alauzène karstique dans les Garrigues septentrionales du Gard. Bull. Soc. Et. Sc. Nat. Nîmes, t. 52, pp. 109-119.

- 374 - FABRE.G., COSTE.J.L., MONTEILS.J.P., LUBERT.F., JOUANEN.G.
(1972) : Fontaine de Nîmes, travaux spéléologiques.
Nemausa, Bull.spéc.N°3, 2ème édit, 61p.
- 374bis - FABRE.G. (1973) : Observations sur les circulations souterraines karstiques du Languedoc oriental, principalement d'après les résultats des expériences de traçage et celles des explorations "in situ" D.E.S. Sc, Montpellier, 85p, ronéotyp.
- 375 - FENELON.P. (1954) : Le relief karstique. Norois, t.I, n°1, pp.51-77.
- 376 - FENELON.P. (1973) : C.R. du Colloque international de Karstologie dans les Causses du Languedoc, du Rouergue, du Quercy et du Périgord (21-25 Août 1971). Voir Actes de ce colloque, Caen, C.R.D.P., photocop. pp.3-28.
- 377 - GEZE.B. (1938) : Les sources mystérieuses des Monts de la Gardiole. "La Géographie", t.LXIX, n°4, pp.193-208.
- 378 - GEZE.B. (1939) : Influence de la tectonique sur la localisation des sources vauclusiennes. Actes 1er Congr.Nat. Spéléol.Mazamet, mars 1939, Nîmes, Chastanier et Alméras, pp.5-14.
- 379 - GEZE.B. (1961) : Sur les rapports entre les phénomènes karstiques et les nappes d'eau dans les calcaires, d'après quelques travaux récents. Actes IIIème Congr.Nat. Spéléol., Marseille, Juin 1960, Mém.N°I, Millau, Maury, pp.25-30.
- 380 - GEZE.B. (1971) : Relations entre les phénomènes karstiques de surface et de profondeur. Bull.A.G.F. N°^{OS} 389-390, Colloq.Karstolog.et Spéléol. animateur P.FENELON, 8 Mai 1971, pp.269-272.

- 381 - GIROU.A. et ROQUES.H.(1971): Etude des cinétiques de précipitation des carbonates de calcium.Bull.A.G.F., n^{os} 389-390, Colloq.Karstolog. et Spéléol.,animateur P.FENELON, 8 Mai 1971,pp.227-233.
- 382 - GEORGE.P. (1933): Aperçu sur les relations de l'érosion karstique et de l'érosion normale dans la région du Bas-Rhône:" capital karstique" et " pentes karstiques" C.R.Congr.Internat.Géogr.,Paris 1931,t.II,sect.II, Géogr.physique,1er fasc. Quest.18, Paris,A.Colin, pp.624-633.
- 382^{bis} GEORGE.B. (1963): Etude hydro-géologique de la région montpelliéraine-Thèse IIIème cycle,Sciences,Montpellier
- 383 - GOGUEL.J. (1953): Données techniques sur l'effondrement des cavités souterraines. Ann.Spéléol.,Spelunca, (3ème sér.),t.VIII,fasc.I,pp.I-8.
- 384 - JAHANBAKHCH.F. (1969): Atlas hydro-géologique au 1/50 000ème du Languedoc-Roussillon, feuille de Pézénas, synthétisée par ..., C.E.R.H.,C.E.R.G.A.,Montpellier, une carte, coupes,schémas et cartes annexes,19 p.de texte, renseignements statistiques et références bibliographiques.
- 385 - JOLY.R de. (1935): Notes préliminaires sur l'Aven d'Orgnac. Spelunca,n°6,pp.67-92.
- 386 - LAURES.M. et PALOC.H. (1962): Note sur les galets de l'exurgence du Drac à Montpeyroux (Hlt,Fr.).Actes IIème Congr.Internat.Spéléol.(Bari,Lecce,Salerno), Oct.1958,t.I,sect.I,pp.423-427.
- 387 - MARRES.P. (1954) : Un lac de poljé sur le Larzac: le lac des Rives.Bull.Soc.Languedoc.Géogr.,(2ème sér.), t.XXV,fasc.2,pp.269-271.

- 388 - MARTIN.J. (1960): Contribution à l'étude morphologique des Grands Causses du Gévaudan.D.E.S.,Lettres, Montpellier,dactylogr.,87p.
- 389 - MARTIN.J. (1961-1963): Morphologie périglaciaire et karstique des Grands Causses.C.R.Actes 86ème Congr.Soc. Sav.,Montpellier 1961,Paris, Impr.Nationale, pp.217-237.
- 390 - MAZAURIC.F. (1898): Le Gardon et son canyon inférieur.Mém., Soc.Spéléol.,t.II,n°12.
- 391 - MAZAURIC.F. (1910): Recherches spéléologiques dans le Département du Gard, Spelunca,t.VIII,n°60,pp.39-90.
- 392 - MEURISSE.M.,MICHAUX.J. et SIGE.B.(1969): Un remplissage karstique à micro-Mammifères du Miocène inférieur à la Serre de Vergès, près St-Arnac (P.O.).C.R.Som. S.F.F.,fasc.5,pp.166-168.
- 393 - MUS.M. (1965): Le karst de l'Hortus.D.E.S.complémentaire, Lettres,Montpellier, 3 p.,une carte.
- 394 - NICOD.J. (1954): Les lapiès en Basse Provence, formes karstiques superficielles méconnues.R.G.A.,t.XLII, fasc.II,pp.293-319.
- 395 - NICOD.J. (1969): Poljés karstiques de Provence; comparaison avec les poljés dinariques."Méditerranée", Et.et Trav.,n°8,pp.53-75.
- 396 - NICOD.J. (1971): Quelques remarques sur la dissolution des dolomies.Bull.A.G.F., n°^{OS}389-390, Colloq. Karstolog. et Spéléol., animateur P.FENELON, 8 Mai 1971, pp.247-261.
- 397 - NICOD.J. (1972): Pays et paysages du calcaire.Paris,F.U.F. Collect."Sup",244p.

- 398 - NICOD.J. (1973) : Dynamique des dépressions fermées dans les zones supra-forestières des karsts méditerranéens et alpins. In actes Colloq.Internat.Karstolog. et Spéléol.Languedoc, Rouergue, Quercy et Périgord. Caen,C.R.D.P.,photocop.pp.117-124.
- 399 - OLIVON.P. (1972) : Contribution à l'étude morphologique des Avant-Causse de la bordure Nord-occidentale du Larzac et du Causse Noir.Mém.maîtrise,Lettres, Montpellier,124 p.,Une carte h.t.
- 400 - PALOC.H. (1961): Hydro-géologie de la région vignanaise.Thèse IIIème cycle C.E.R.H.,Fac.Sc.,Montpellier,100p. cartes h.t.
- 401 - PALOC.H. (1962): Contribution à la connaissance des circulations karstiques dans une région type du Midi méditerranéen.Observations sur le comportement aquifère des dolomies. Mém.Assoc.Internat.des Hydrologues,t.V,Réunion d'Athènes,1962,pp.243-248.
- 402 - PALOC.H. (1966) : Carte hydro-géologique de la France au 1/80 000ème.Région karstique Nord-montpelliéraine. Notice explicative,Paris,B.R.G.M. 207p.
- 403 - PALOC.H. (1964-1968): Caractéristiques hydro-géologiques des dolomies de la région languedocienne.Mém.C.E.R.H., C.E.R.G.A.,Montpellier,t.I,pp.123-127.
- 404 - PALOC.H. (1972) : Carte hydro-géologique de la région des Grands Causse (feuille n°2 de la carte hydro-géologique du Languedoc-Roussillon à l'échelle du 1/200 000ème). Notice explicative.Co-édit. C.E.R.G.A. et B.R.G.M.,82p.

- 405 - P.LOC.H. (1973): Hydro-géologie des Grands Causses. In Actes Colloq.Internat.Karstolog.et Spéléol.Languedoc, Rouergue, Quercy et Périgord, Caen, C.R.D.P., photo-cop., 11 p. 5-11.
- 406 - RENAULT, Ph. (1967-68-69): Contribution à l'étude des actions mécaniques et sédimentologiques dans la spéléogénèse. Ann.Spéléol., t.22 à 24, 214p.
- 407 - RENAULT, Ph. (1970): La formation des cavernes. Paris, P.U.F. que sais-je? N° 1400, 127p.
- 408 - RENAULT, Ph. (1971): La teneur en anhydride carbonique des atmosphères de grottes. Bull.A.G.F., n^{os} 389-390, Colloq.Karstolog.et Spéléol., animateur P.FENELON, 8 Mai 1971, pp.241-245.
- 409 - RENAULT, Ph. (1971): Les rapports entre dolines et galeries de grottes d'après quelques exemples du Causse de Gramat (Lot). Bull.A.G.F., n^{os} 389-390, Colloq.Karstolog.et Spéléol., animateur P.FENELON, 8 Mai 1971, pp.273-276.
- 410 - ROGLIĆ, J. (1957): Quelques problèmes fondamentaux du karst. I.G., 21ème année, N°I, pp.1-12.
- 411 - ROQUES, H. (1968): Chimie des carbonates et hydro-géologie karstique. in: "Phénomènes karstiques", Ném.et Doc., Centre Recherche et Documentation cartogr. et Géogr., Paris, C.N.R.S., (Nouv.sér.), Vol.4, pp.113-141.
- 412 - ROUIRE, J. et ROUSSET, C. (1971): Réflexions sur les relations entre le karst de surface et le karst profond, établies sur quelques exemples. Bull.A.G.F., n^{os} 389-390, Colloq.Karstolog.et Spéléol., animateur P.FENELON, 8 Mai 1971, pp.277-282.

- 413 - ROUSSET.C. (1971): Réseaux homogènes et réseaux hétérogènes des karsts du Sud-Est de la France; rôle équilibrant du milieu karstique en matière de dissolution des carbonates. Bull.A.G.F., n^{os} 389-390, Colloq.Karstolog.et Spéléol.,animateur P.FENELON, 8 Mai 1971,pp.263-267.
- 414 - SALVAYRE.H. (1963): Carte des écoulements souterrains et des faciès du Larzac et de son Avant-Causse. Spelunca, Mém.N°3,pp.144-150, une carte.
- 415 - SALVAYRE.H. (1964): Les lacs temporaires du Larzac et de son Avant-Causse. Spelunca,Mém.N°4,pp.79-103.
- 416 - SALVAYRE.H. (1965): Recherches sur les écoulements souterrains situés dans le bassin de la Dourbie,Spelunca,n°3, pp.211-220.
- 417 - SALVAYRE.H. (1964-1968): Observations sur les lacs temporaires d'accumulation et les phénomènes d'extravasement du Causse du Larzac (Fr.).in Mém.C.R.R.H.,C.L.R.S. A. t.I,Montpellier,pp.21-28.
- 418 - SALVAYRE.H.(1969): Contribution à l'étude hydro-géologique de la région méridionale des Grands Causses (Larzac et bordures: Aveyron et Hérault). Thèse Fac.Sc.Bordeaux,2t.:343 + 18p,et 117 + 58p., 4 cartes h.t.
- 419 - SALVAYRE.H. (1970): Les lacs temporaires du Causse du Larzac. Actes Réunion,Internat.Karstolog,Languedoc-Provence, Juillet 1968,"Méditerranée",Et.et Trav.,Gap., Ophrys,pp.57-68.
- 420 - SALVAYRE.H. (1973) : Le Cernon, une rivière du Causse. In Actes Colloq.Internat.Karstolog.et Spéléol.Languedoc, Rouergue,Quercy,Périgord,Caen,C.R.D.P.,photo-cop., pp.35-41.

- 421 - SALVAYRE.H. (1973) : Réflexions sur la morphologie des cirques de la bordure Sud, Sud-Ouest du Larzac.
In: Actes Colloq.Internat.Karstolog.et Spéléol.
Languedoc,Rouergue,Quercy,Périgord,Caen,
C.R.D.P.,photocop.,pp.43-47.
- 422 - SCHWARZ.R. (1970): Die Schichtstufenlandschaft der Causses.
Tübingen, Géographische Studien,Heft 39,106p.
- 423 - SCHWARZ .R. (1973): L'influence de la tectonique et de la structure des roches sur le relief des Grands Causses. In: Actes Colloq.Internat.Karstolog.
et Spéléol. Languedoc, Rouergue,Quercy,Périgord,Caen;C.R.D.P.,photocop.,pp.29-34.
- 424 - SIFFRE.M. (1961): Diversité du façonnement des alluvions souterraines.Spelunca,4ème sér.,Mém.N°1, Actes IIème Congr.Nat.Spéléol.,Juin 1960,pp.38-41.
- 425 - STCHOUZKOY.T. et MUXTART.J. (1971): Contribution à l'étude de la solubilité de la calcite dans l'eau en présence d'anhydride carbonique à 20° C. et 30°C.
Bull.A.G.F.,n^{os} 383-390,Colloq.Karstolog.et Spéléol.,animateur P.FENELON,8 Mai 1971,pp.215-226.
- 426 - TRICART.J. (1951): Formations quaternaires et évolution morphologique de la moyenne vallée de l'Yonne.
Bull. S.G.F.,(6ème),t.I,pp.497-510.
- 427 - TRICART.J. (1955): Modelé karstique et modelé périglaciaire dans les Causses.Rev.Géomorphol.dynamique,N°5, pp.193-201.
- 428 - VERDEIL.P. (1959): Contribution à l'étude des phénomènes karstiques en Languedoc méditerranéen.Thèse Lettres, Montpellier, 4 vol.monotyp.,497p.

- 429 - WEYDERT.P. (1968): La morphologie karstique de l'extrémité orientale des Monts du Vaucluse. In " Phénomènes karstiques", Mém. et Doc., Centre de Recherches Cartogr. et Géogr., C.N.R.S., (2ème sér.), Vol. 4, pp. 149-184.

Terres rouges, épandages caillouteux des plateaux calcaires, remplissages de cavités dans leurs rapports avec le karst et les phénomènes pédologiques anciens. On a exclu de la liste ci-après les notions pédologiques utiles à l'analyse des terrasses et glacis qui trouveront leur place dans les problèmes quaternaires. D'autre part, ont été éliminés les titres, très abondants, concernant le "sidérolithique" et "l'argile à silex", de caractère extra-régional et même extra-méditerranéen, bien que les relations entre terre rouge et sidérolithique soient fréquemment étroites et la comparaison avec l'argile à silex, fructueuse. A propos des "couvertures" minces de nos topographies calcaires, l'on verra:

- déjà cités: 4, 21, 29, 41, 135, 342, 347, 351, 355, 356, 364, 366, 367, 379, 380.

- Voir également, plus bas : 639, 640, 642, 644, 718.

- 430 - AGAFONOFF.V. (1933): Les sols rouges méditerranéens de France et leurs roches-mères. C.R. Acad. Sc. Paris, t. CXCVIII, pp. 693-695.

- 431 - AGAFONOFF.V. et GRAZIANSKY.P. (1933) : Contribution à l'étude des sols rouges méditerranéens de la France. Rev. Géogr. physique et Géol. dynamique, Vol. VI, fasc. 2, pp. 120-129.

- 432 - BORDAS,J. (1943): Essai de pédologie méditerranéenne. Paris, Impr.Nat.104p.
- 433 - BORDAS,J. (1960): Description et répartition des types de sols du Bas-Rhône.Bull...P.E.S.,n°8.
- 434 - BOULLINE,J. (1967): Problèmes posés par les sols rouges méditerranéens.Bull...P.E.S.,n° 354,Colloq.pédologie, pp.2-10.
- 435 - BOTTNER,P. et LOSSAINT,P. (1967): Etat de nos connaissances sur les formations rouges du bassin méditerranéen. Sc. du sol,n°1,pp.49-79.
- 436 - CABOUAT,D^r. et MARCELIN,P. (1954): Sur la formation et l'âge de quelques terres rouges de la région nîmoise. Bull.Soc.Languedoc.Géogr. (2ème série).t.XXV. fasc.2,pp.261-266.
- 437 - C.DILLON,M. (1970): Les sols du Larzac. Thèse IIIème cycle Sc.,Montpellier,219p.,2 Cartes h.t.
- 438 - DELANGEON,P. (1967): Premiers résultats d'une étude minéralogique des remplissages karstiques des Causses du Sud du Tarn. C.R. Acad.Sc.Paris,t.264-D pp.2 721-2 724.
- 439 - FENELON,P. (1968): Sur l'origine des argiles de décalcification. Mém.et Doc.Centre de Recherches et de Documentat.Cartogr.et Géogr. (2ème sér.),Vol.4, pp.143-148.
- 440 - GEZE,B. (1938) : Contribution à la connaissance des phosphorites du Quercy.Bull.S.G.F.,(5ème),t.VIII,fasc.I et 2,pp.123-146.
- 441 - GEZE,B. (1940) : Sur les phosphorites du Bas-Languedoc.Bull. S.G.F.,(5ème),t.X,fasc.3-6,pp.87-94.

- 442 - GEZE,B. (1947): Paléosols et sols dus à l'évolution actuelle.
Leur importance relative en pédologie théorique
et appliquée- texte développé d'une communication
présentée au Congrès international de pédologie de
Montpellier- Alger (Mai 1947),Ann.Ec.Agricult.
Montpellier,t,XXVII,fasc.IV,25 p.
- 443 - MARCELIN.P. (1942): Sur le problème des terres rouges,Bull.
Soc.Languedoc.Géogr.,(2ème sér.),t,XIII,1er fasc.
pp.I-19.
- 444 - MARCELIN.P. (1947): Observations sur les terres et sols rou-
ges en région méditerranéenne.I- Terres et sols de
Costière. Nîmes, Chastanier et Alméras,148 p.
- 445 - MARCELIN.P. (1949): Terres de Costière.Mém.Soc.Et.Sc.Nat.
Nîmes,N°9,pp.227-327.
- 446 - MONTARLOT,G. (1947): Les sols de l'Hérault.C.R.Congr. pédolo-
gie Montpellier -Alger, pp.170-197.
- 447 - MONTARLOT,G. et FABRE,S. (1951): Observations sur des roches
et des sols, en différents lieux des Cévennes et du
Massif Central.Bull.Soc.Languedoc.Géogr,(2ème sér.)
t.XXII,fasc.2,pp.292-338.
- 448 - ROCH,E. (1957):"Terra rossa" et bauxites,C.R. Scm.S.G.F.
fasc.8,pp.144-146.
- 449 - ROUSSET,C. (1970): Problème des terra rossa et des bauxites.
Actes Réun.Internat.Karstolog,Languedoc-Provence,
Juillet 1968,"Méditerranée",Et.et Trav.,Gap,
Ophrys ,pp.117-124.

Volcanisme plio-quaternaire en Languedoc et dans le proche Massif Central:

- 450 - ALLEGRE.C., DOUSSAINT.L., MELCHER.P., REMY.J.L. et
ROCARD.Y. (1963) : Volcanisme de l'Hérault et réception sismique.C.R. Acad.Sc.,Paris,T.257,pp.2 313-2 315.
- 451 - ALLEGRE.C., DOUSSAINT.L., MELCHER.P. et PROUST.F. (1964) :
Contribution à l'étude séismologique du volcanisme
de l'Hérault et des Causses. Bull.S.G.F. (7ème),
t.VI,pp.113-116.
- 452 - BARRIERE.J., GONORD.H., LEMPERIERE.P. (1966): Note préliminaire
sur la présence d'affleurements volcano- sédimentaires et l'âge des roches encaissantes dans
la région Sud-Ouest du fossé de Bédarieux (entre
Hérépien et Lamalou-les-Bains,Hlt.);C.R.Som.S.G.F.
3ème fasc.,pp.114-116.
- 453 - BARRIERE.J.,GONORD.H. et LEMPERIERE.P. (1966): Un nouveau
centre éruptif quaternaire dans l'Ouest du fossé
de Bédarieux (Hlt), le complexe volcanique de
Villemagne-Pont-du-Diable.C.R. Som.S.G.F. fasc.8,
pp.287-289.
- 454 - BERGER.E. (1966): Intrusions basaltiques des Causses Méjean
et Sauveterre.Bull.Labor.Géol.et Préhist.du Musée
de Mende, fasc.6,pp.5-23.
- 455 - BERGER.E.,BROUSSE.R. et CAUSSE.C.(1968): Les pipes et les
diatrèmes des Causses septentrionaux.Bull.S.G.F.
(7ème),t.X,fasc.5,pp.588-600 et C.R. Som.S.G.F.
p.227.
- 456 - BERGERON.J. (1897-98): Feuille de Bédarieux (roches éruptives
tertiaires).Bull.Serv.Carte géol.Fr.,N°59,t.IX,
pp.64-67.

- 457 - BOUT.P. (1969): Datations absolues de quelques formations volcaniques d'Auvergne et du Velay et chronologie du Quaternaire européen.Rev.d'Auv.,t.83,N°4, pp.45-58.
- 458 - BROUSSE.R. (1961): Analyse chimique des roches volcaniques tertiaires et quaternaires de la France. Bull. Serv.Carte géol.Fr.,N° 263,t.LVIII,pp.1-140.
- 459 - BROUSSE.R. et ALBERT.R. (1969): Un curieux exemple de comblement volcanique, celui d'une reculée karstique. Publ.Inst.Géogr.Fac.Lettres Clermont-Fd., Rev. d'Auv.t.83,N°4,pp.37-44.
- 460 - BOZON,P. (1963): Contribution à l'étude des formes volcaniques de l'Ardèche .R.G.A.,n°3,pp.591-674.
- 461 - CAPDEVILA,R.(1962): Etude pétrographique et structurale du complexe de St-Thibéry (Hlt).Bull.S.G.F. (7ème), t.IV,N°I,pp.13-17.
- 462 - COHEN,F. et VATIN-PERIGNON,N. (1969): Les basaltes de l'Aubrac semblent contemporains des "basaltes des plateaux "cantaliens,C.R. Som.S.G.F.,fasc.3, p.77.
- 463 - DUPUY,C1. (1965): Variations des teneurs en cuivre, nickel, chrome, cobalt et vanadium dans quelques roches volcaniques des Causses et du Bas-Languedoc.C.R. Som.S.G.F.,fasc.I,p.13 et Bull.S.G.F. (7ème), t.VII,N°I,pp.32-36.
- 464 - EHRLICH,A. (1966): Contribution à l'étude des gisements volcanico-lacustres à diatomées de la région de Roches-sauve et de St-Beauzile (Ardèche).Bull.S.G.F. (7ème),n° spéc.: "Volcanologie",pp.311-321.

- 465 - EVLARDEN.J.F. and CURTIS.G.H. and NISLER.R. (1957-58) Potassium-Argon dating of Pleistocene volcanics. Quaternaria, t.IV, pp.13-17. Cité par BOURDIER.F. Thèse, p.163.
- 466 - FABRE.G. (1909): Le volcan d'Eglazine (Aveyron). C.R. Acad.Sc. Paris, t.148, pp.584-586.
- 467 - FRECHEN.J. et LIPPOLT.H.J. (1967): Datations des volcans d'Agde, St-Thibéry, Roque-Haute et des tufs de Vias par la méthode A^{40}/K^{40} . Cité par A. SAMBLON, Ann. oc.Mortic.Sc.Int.Hlt., Vol.107, fasc.I, 1967, p.48.
- 468 - GRAMAIN.Mme M. (1965): Morphologie des Monts de Faugères. Bull.Soc.Languedoc.Géogr.(2ème), t.XXXVI, fasc. I, pp.65-80, rapportant des analyses de magnétisme rémanent, dues à A.ROCHE.
- 469 - HUPE.P., BROUSSE.R., BOEGNER.Ph., DUPUIS.A. et REVEILLE.J.J. (1961): Quelques aspects du volcanisme de l'Hérault. C.R. Acad.Sc., Paris, t.252, pp.3 093-3 095.
- 470 - ILDEFONSE.J.P. et BROUSSE.R.(1971): Remplissage volcanoclastique d'une cavité karstique en Lodévois. C.R. Som. S.G.F., fasc. 4, pp.221-222.
- 471 - GEZE.B. (1944): Sur les manifestations volcaniques des Causses et du Bas-Languedoc. C.R. Som. S.G.F., fasc. II, pp.138-140.
- 472 - GEZE.B. (1955): Le volcanisme des Causses et du Bas-Languedoc (Fr.). Bull.Volcanologique, Ser.II, t.XVII, Naples, pp.73-89.
- 473 - GEZE.B. (1962): Relations entre volcans et plutons dans la Montagne Noire, les Causses et le Bas-Languedoc. Bull.Volcanologique, t.2, Naples, pp.87-91.

- 474 - GEZE.B. (1966): A propos des formations volcaniques et volcano-sédimentaires de la région de Hérépian (Hlt).
C.R. Som.S.G.F., fasc.5, pp.206-208.
- 475 - GEZE.B. , JEREMINE.E. (1961): Nature pétrographique des laves des Caussès et du Bas-Languedoc.C.R.Acad.Sc.,
Paris,t.253,pp.692-694.
- 476 - GEZE.B. JEREMINE.E. et MICHEL-LEVY,M.C. (1958) : Sur la présence de leucite dans les basanites des Causses.
C.R. Acad.Sc.,Paris, t.246,pp.798-800.
- 477 - LEFEBVRE,Ch.(1969): Etude minéralogique et chimique des laves et pegmatoïdes du volcan de Rives (Hlt).Bull.
S.G.F. (7ème),t.XI,N°3,pp.419-425.
- 478 - MEYNIER,A. (1951): Cratères d'explosion dans l'Est du Cantal.
R.G.A.,t.XXXIX,pp.749-746.
- 479 - PRIVE,C. et BROUSSE,R. (1969-72): Bois fossiles de la nappe de ponces villafranchiennes à la Bastide- du Fau (Cantal).Et. sur le Quaternaire dans le Monde,
VIIIème Congr.I.N.Q.U.A.,Paris, 1969, textes réunis par Mme M.TERS,Vol.I.C.N.R.S.,1972,Imp.
Amelot,Brionne (Aure),,pp.233-263.
- 480 - REMY,J.M. (1965) : Les laves et les pegmatoïdes du volcan des Rives.Bull.S.G.F. (7ème),t.VII,N°3,pp.410-412
et C.R.Som.S.G.F., fasc.I,p.48.
- 481 - SALLELES,A. (1965): Le volcanisme du Bas-Languedoc et l'aimantation thermorémanente de ses laves.Ann.Sc.
Hortic.et Sc.Nat.,Montpellier,fasc.I,pp.41-50.
- 482 - SALLELES et alt. (tiré à part s.d.): Excursion des Géologues du Languedoc aux volcans d'Agde, de St-Thibéry et de Roque-Haute.Ronéotyp.,6p.

- 483 - BAUSOL., (1962) : Quelques observations sur la morphologie des coulées de l'Escandorgue, D.E.S. compl. Géogr. Montpellier, 26 p.

Phénomènes glaciaires

- 484 - BOISSE de BLACK du CHOUCHEZ, Mlle. V. (1951) : Glaciations de l'Auvergne : massifs du Cantal, Cézallier, Monts Dore. Aurillac, Imp. Moderne, 135 p.
- 485 - ROUX, J. (1947-48) : Observations sur les dépôts glaciaires dans le Massif Central. Bull. S.G.F. (5ème), t. XVII, n^{os} 7, 8, 9, pp. 471-473.
- 486 - TAILLEFER, F. (1957) : Glacière pyrénéenne, versant Nord et versant Sud. R.G. Pyrénées et S.O., fasc. 3, pp. 221-244.
- 487 - VIERS, G. (1961) : La glacière du massif du Carlit (P.O.) et ses enseignements. R.G. Pyrénées et S.O., fasc. I, pp. 5-33.

Ouvrages d'ensemble sur le Quaternaire :

a) - Synthèses régionales :

- 488 - BOURDIER, F. (1962) : Le bassin du Rhône au Quaternaire, Géologie et Préhistoire. Edit. C.N.R.S., Paris, t. I, 364 p.; t. II : 294 p.
- 489 - BOUT, P. (1958-59) : Enquête géologique et hydrogéologique en Haute-Loire. Bull. Nat. d'Hygiène, t. 13, N° 4, pp. 1 086-1 186; t. 14, pp. 217-304.
- 490 - CARRIER, J. M. (1966) : Recherches sur la morphologie du Biterrois oriental. D.E.S., Géogr., Montpellier, 204 p.

- 491 - COULET, E. (1968-1969): Le Biterrois oriental. Bull. Soc. Languedoc. Géogr. (3ème), t. II, fasc. 4, pp. 237-253.
- 492 - LUMLEY, H. de. (1965): Paléolithique ancien et moyen dans son cadre géologique (Ligurie, Provence, Bas-Languedoc, Roussillon, Catalogne). Thèse Univ. Paris, Sér. A., N° 4 379, 1 518 p. Ronéotyp.

b): Méthodes et doctrines générales:

- 493 - C.N.R.S. (1954): Quaternaire et morphologie. C.R. Colloq. Nat. de Lyon, Oct. 1952, Paris, C.N.R.S., 125 p.
- 494 - MICHAUX, J. (1970): Remarques générales sur l'utilisation des Mammifères fossiles en stratigraphie et en paléoclimatologie. A.F.E., Livret-guide excursion en Languedoc, 2ème journée: 15 Mars 1970, "le Plio-Quaternaire des environs de Montpellier", ronéotyp. 11 p.
- 495 - TRICART, J. (1962): Les discontinuités dans les phénomènes d'érosion. Bull. A.I.H.S., n° 59, "Commission de l'érosion continentale", pp. 233-243.
- 496 - TRICART, J. (1965): Principes et méthodes de la Géomorphologie. Paris, Masson, 496 p., voir particulièrement, pp. 437 à 446.
- 497 - TRICART, J. et CAILLEUX, A. (1965): Traité de Géomorphologie, t. I, Introduction à la Géomorphologie climatique. Paris, S.E.D.E.S., 306 p.
- 498 - TRICART, J. et CAILLEUX, A. (1967): Traité de Géomorphologie t. II, Le modelé des régions périglaciaires, Paris, S.E.D.E.S., 512 p.

499 - TRICART, J. et CHILLEN, ... (1969): *Traité de Géomorphologie*, t.IV, Le modelé des régions sèches. Paris, S.E.D. E.S., 472p.

500 - TRICART, J. et VOGT, H. (1967): Quelques aspects du transport des alluvions grossières et du façonnement des lits fluviaux. *Geografiska Annaler*, Stockholm, Vol.49, sér..., 2-4, pp.351-366.

Problème de la limite plio-quaternaire:

501 - ANGLADA, R., BALLESTO, R. et BARRIERE, J. (1966): Sur la limite Pliocène-Quaternaire et de nouvelles observations sur la coupe de la Bégude-de-Saze (Gard). C.R. Som. S.G.F., fasc.9, pp.335-339.

502 - ARNAL, H. (1970): Le cailloutis calcaire de Vérargues (Hlt) et son altération pédologique au Quaternaire. *Bull. A.F.E.Q.*, 7ème année, n^{os} 23-24, 2-3, Colloq. de Grignon sur les paléosols, pp.71-91.

503 - ARNAL, H., BARRIERE, J., LAPORTERIE, J.M. et MICHAUX, J. (collab. MERCIER, J.L.) (1970): Le Plio-Quaternaire des environs de Montpellier, A.F.E.Q., Livret-guide excursion Languedoc, 15 Mai 1970, ronéotyp. 106p.

504 - BARRIERE, J. (1966): Sur la limite Pliocène-Quaternaire et la présence du Calabrien dans les régions rhodaniennes et en Languedoc. C.R. Som. S.G.F., fasc.4, pp.160-161.

505 - BARRIERE, J. (1970): Interprétation paléo-géographique de la stratigraphie des dépôts du Plio-Pléistocène inférieur languedocien. A.F.E.Q., Livret-guide excursion Languedoc, 2ème journée, 15 Mai 1970, le Plio-Quaternaire des environs de Montpellier, ronéotyp. 4p.

- 506 - BARRIERE.J. (1971): Interprétation paléo-géographique de la stratigraphie des dépôts du Plio-Pléistocène inférieur languedocien. Bull. A.F.E.Q., 8ème année, n°28, fasc.3, pp.142-144.
- 507 - BARRIERE.J., CAPPETTA.H. et MICHAUX.J. (1970): Nouvelles données stratigraphiques et paléontologiques sur les "calcaires de Frontignan". Signification de ces formations lagunaires et lacustres, dans le Plio-Pléistocène inférieur du Languedoc. C.R. Som. S.G.F., fasc.6, pp.200-202.
- 508 - BARRIERE.J. et MICHAUX.J. (1968): Contribution à la connaissance de la stratigraphie du Pliocène de Montpellier, étude du gisement à Micro-Mammifères de Vendargues. C.R. Som. S.G.F., fasc.9, pp.297-298.
- 509 - BARRIERE.J. et MICHAUX.J. (1970): La formation détritique villafranchienne de la Mosson (Montpellier) et son paléo-sol. Bull. A.F.E.Q., 7ème année, n°23-24, fasc.2-3, Colloq. de Grignon sur les paléosols, pp.93-103.
- 510 - BARRIERE.J. et TONI.C. (1972): Les Costières du Gard. Données nouvelles et interprétation. Bull. Soc. Languedocienne de Géogr. (3ème), t.6, fasc.3, pp.231, 275.
- 511 - BONIFAY.E. et PONS.A. (1972): Stratigraphie et âge du gisement pléistocène ancien de Durfort (Gard). C.R. Som. S.G.F., fasc.2, pp.60-61.
- 512 - BOURCART.J. (1938-39): Stratigraphie des terrains tertiaires et quaternaires en Roussillon. Bull. Serv. Carte géol. Fr., t. XL, pp.163-168.

- 513 - BOURDIER, F. (1953): Pliocène et quaternaire dans le bassin du Rhône. Résumé de leurs subdivisions. Géologica Bavarica, N°19, Munich, pp.114-132.
- 514 - BOUT, P. (1960): Le Villafranchien du Velay et du bassin hydrographique moyen et supérieur de l'Allier. Corrélations françaises et européennes. Le Puy, Imp. J. d'Arc, 344 p.
- 515 - BOUT, P. (1967): Observations sur le Villafranchien d'Auvergne et du Velay (C.R. excurs. A.F.E.Q., mai 1966). Bull. A.F.E.Q., 4ème année, N°10, I, pp.3-64.
- 516 - BOUT, P. (1968): La limite Pliocène-Quaternaire en Europe occidentale. Bull. A.F.E.Q., 5ème année, n°14, I, pp.45-78.
- 517 - COUDRAY, J. (1969): Quelques aspects du Pliocène et du Quaternaire aux abords de Montpellier. Ann. Soc. Hort. et Hist. Nat. Hlt, Vol 109, fasc.4, pp.209-211.
- 518 - LAPORTERIE, J.M. (1970): Extension vers l'Est des "sables de Montpellier" du Sablas et passage stratigraphique aux marnes à Potamides Basteroti. Le forage du Pech St-Fierre. A.F.E.Q., Livret-guide excursion en Languedoc, 2ème journée: 15 Mai 1970, le Plio-Quaternaire des environs de Montpellier, ronéotyp. 1p.
- 519 - MICHAUX, J. (1966): Sur deux faunules de Micro-Mammifères trouvées dans les assises terminales du Pliocène en Languedoc. C.R. Som. S.G.F., fasc.9, pp.343 - 345.
- 520 - MICHAUX, J. (1969): Les gisements de vertébrés de la région montpelliéraine. 3. Gisements pliocènes. Bull. B.R.G.M. (2ème), Sect. I, n°I, pp.31-37.

- 521 - SUC.J.P. (1971): Présence d'un faciès fluvio-marin dans les marnes à Micro-Mammifères de Celleneuve (Hlt.)
Bull.A.F.E.Q., 8ème année, n°29, 4, pp.251-258.

Revoir, déjà cités: 135 et 193.

Types morphologiques fondamentaux du Quaternaire continental:

1- Glacis et versants:

a)-Eléments pour rendre compte du débat théorique :

- 522 - ARCHAMBAULT.M. (1966): Essai sur la genèse des glacis d'érosion dans le Sud et le Sud-Est de la France. Mém. et Doc., Centre Recherches et Documentation Cartogr. et Géogr. (2ème sér.); Vol.2, pp.103-143.
- 523 - ARCHAMBAULT.M. (1969): Faits et points de vue nouveaux sur les glacis d'érosion. Bull. .G.F., n^{os} 375-376, pp.545-557.
- 524 - BENEVENT.E., GEORGE.P., MARCELIN.P. et MARRES.P. (1954): La XXXVIIème excursion géographique interuniversitaire Basse Provence, Bas-Languedoc (29 Avril-2 Mai 1954). A.G., t.LXIII, N° 339, pp.321-338 et n°340, pp.416-430.
- 525 - BIROT.P., LELNAFF.R. et MONTEUX.P. (1958): Recherches sur la limite septentrionale des glacis d'érosion en roche tendre. Mém.et Doc., Centre Recherches et Documentation Cartogr.et Géogr., (1ère sér.) t.VI, pp.35-59.
- 526 - BRUNET.P. (1955): Les terrasses de la vallée de la Drôme. R.Géomorphol.Dynamique, 6ème année, n°6, pp.241-261.

- 527 - CHILLEUX.A. (1968) : Rectifications et observations à la communication de B.DUMAS. Place et signification des glacis dans le Quaternaire. Bull.A.F.E.Q., 5ème année, n°14, I, pp.79-80.
- 528 - DRESCH.J. (1957) : Pédiments et glacis d'érosion, pediplains et inselbergs.I.G., 21ème année, n°5, pp.183-196.
- 529 - DUMAS.B. (1966): Les glacis, formes de convergence. Bull.A.G.F., n°^{OS} 344-345, pp.34-47.
- 530 - DUMAS.B. (1967) : Place et signification des glacis dans le Quaternaire. Bull.A.F.E.Q., 4ème année, N°12, 3, pp.223-244.
- 531 - DUMAS.B. (1969): Glacis et croûtes calcaires dans le Levant espagnol. Bull.A.G.F., n°^{OS} 375-376, pp.553-561.
- 532 - ENJALBERT.H. (1972): Les dépressions d'évidement du Massif Central méridional. R.Géogr. Pyrénées S.O., t.43, fasc.3 pp.352-374.
- 533 - GUILLIEN.Y. (1951): Les grèzes litées de Charente, R.Géogr. Pyrénées S.O., N°2, pp.154-162.
- 534 - GUILLIEN.Y. (1952) : Cycle de gel, gel intense et gel prolongé. R.Géogr. Lyon, Vol. XXVIII, N°I, pp.63-66.
- 535 - GUILLIEN.Y. (1953) : Interprétation générale des grèzes litées. Bull.S.G.F. (6ème), t.III, pp.713-721.
- 536 - GUILLIEN.Y. (1957): Les grèzes litées comme type de glacis alluvial. C.R. Acad.Sc., Paris, t.244, N°I.
- 537 - MASSEPORT.J. (1964): Considérations sur les glacis d'érosion Nord-méditerranéens. R.G.A., t.LII, fasc.I, pp.125-152.
- 538 - TRICART.J. (1951): Le système d'érosion périglaciaire. I.G. 15ème année, N°5, pp.187-193.

- 539 - TRICART, J. (1957): L'évolution des versants, I.G., 21ème année, N°3, pp.108-115.
- 540 - TRICART, J. (1958): A propos de la genèse des glacis. Bull. A.F.E.Q., 5ème année, n°17, 4, pp.316-318.
- 541 - VAUMAS, E. de, (1964): Sur la morphogenèse des versants cryogénétiques, dénivellement par éboulis ("versants de Richter"). M.R. Acad.Sc., Paris, t.250, pp.2131-2134.

Voir également, déjà cités: 40 - 498 - 499.

b)- Etudes régionales sur les glacis,
les versants et leurs couvertures:

- 542 - ARNAL, H. (1971): Phénomènes périglaciaires dans la basse vallée du Rhône, formations quaternaires du rebord Sud et alluvions du fond de l'étang de Pujaut. Bull. A.F.E. Q., 8ème année, N°28, 3, pp.145-149.
- 543 - ARNAL, H. (1971): Les sols polygonaux étirés et sols striés d'âge würmien de Laudun (Gard). Bull. A.F.E.Q., 8ème année, N°28, 3, pp.151-154.
- 544 - BARRIERE, J., BOUTEYRE, G., LUNLEY, H. de, RUTTEN, P., VIGNERON, J. (1965): Relations entre deux surfaces rissiennes, une plage tyrrénienne et des industries paléolithiques en Languedoc méditerranéen (Montels, Hlt.). Bull. S.G.F. (7ème), t. VII, pp.981-997.
- 545 - BRADTKE, J. (1968): Etude morphologique de la région de St-Martin-de-Londres. Mém. de Maîtrise, Géogr. Montpellier, 52p. dactyl.
- 546 - BRES, M. (1968): Recherches morphologiques dans la région de St-Martin-de-Londres. Le Causse et le bassin de Pompignan. Mém. de Maîtrise, Géogr. Montpellier, 63p. ronéotyp., une carte.

- 547 - COULET, E. (1961-63): Sur quelques types de glacis languedociens.
C.R. 86ème Congr. Sec. Sav. de Montpellier, Paris,
Imp. Nat., pp. 91-109.
- 548 - DUMAS, B. (1962): Quelques glacis d'érosion en Fenouillèdes:
essai de reconstitution génétique." Méditerranée", t. 111; N° 3, pp. 21-46.
- 549 - GASCO, Y. (1969): Etude préliminaire à l'aménagement rural de
la région de Quissac (Gard) - Le modelé quaternaire. Mém. de Maîtrise, Géogr., Montpellier, 178 p.
dactylogr., carte.
- 550 - GUILLEN, Y., MARCELIN, P., RONDEAU, A. (1951): Le modelé crycnival
autour de Nîmes et d'Avignon. C.R. Acad. Sc.,
Paris, t. CCXXVIII, N° 19, pp. 1 131- 1 132.
- 551 - HUGONIE, G. (1968): Observations géomorphologiques dans la dé-
pression de Pujaut (Gard). Bull. A.G.F., N° 366-
367, pp. 271-284.
- 552 - MARCELIN, P. (1950): Phénomènes du vent et du froid au quater-
naire supérieur dans la région nîmoise. Bull.
Soc. Languedoc. Géogr. (2ème sér.), t. XXI, fasc. 2,
pp. 85-122.
- 553 - RICHEL, G. (1965) : La basse vallée du Vidourle - Evolution des
versants. D.E.S. Compl., Aix-en-Provence, 37 p.
dactyl.
- 554 - RONDEAU, A. (1954): Aspects de la morphologie cryonivale dans
le Midi de la France. Bull. S.G.F., (6ème), t. IV,
pp. 225-231.
- 555 - ROUME, A. (1968): Les bassins de Claret, Corconne, Lauret, Vac-
quières et leurs bordures. Mém. de Maîtrise,
Géogr. Montpellier, 48 p. dactyl., une carte.

- 556 - RUTTEN.P. (1959) : Note sur un pediment quaternaire en Languedoc.Bull.Soc.Et.Sc.Nat.,Nîmes,10p.
- 557 - RUTTEN.P.,BOUTEYRE.G. et VIGNERON.J. (1963): Pédogenèse et géomorphologie dans le Bas-Rhône-Languedoc, leurs conséquences agrologiques,Sc.du sol.N°I, 16p.
- 558 - SAOS.M.C. (1968): Etude morphologique sur la partie Sud-Ouest de la carte de St-Martin-de-Londres. Mém.de Maîtrise, Géogr.,Montpellier, 50p.dactyl.,une carte.
- 559 - SEMPER.J. (1966): Les glacis du Lodévois.D.E.S.,Paris, 34 p. dactyl.,une carte.
- 560 - SCHNOBTHALER,J.P. et VOGT.H. (1955): Aspects de la morphologie plio-quaternaire dans le Bas-Rhône occidental. Bull.Soc.Languedoc.Géogr.,(2ème sér.),t.XXVI, fasc.I et 2,pp.13-59 et 67-130.
- 561 - TAVOSO.A. (1972): Les terrains quaternaires de la région de Trévièrs (Hlt)., in " La grotte de l'Hortus", Et.quatern.(Géol.Paléontol.,Préhist.), Mém.N°I, Univ.de Provence, pp.53-56.
- 562 - TRICART.J. (1952): Paléoclimats quaternaires et morphologie climatique dans le Midi méditerranéen. Eiszeitalter und Gegenwart,Band 2, Ohringen,Württ.,pp.172-188.
- 563 - TRICART.J. et HIRSCH. A.R. (1963): Commentaire de la coupure de Lunel I/D au 1/20 000ème.R.Géomorph.Dynamique, 14ème année,N°S 1-2-3,pp.30-34.une carte h.t.

- 564 - TRICART.J. et R.C.F. N°77 (C.N.R.S.) (1969-70): Carte géomorphologique détaillée de la France: feuille Privas 1/25 000ème, coupures 8 et 7, R.Géomorph. Dynamique, 19ème année, N°3, pp.114-128, 2 cartes h.t.
- 565 - VIGNERON.J., BARRIERE.J. et ARNAL.H. (1966): Sur les formations quaternaires du rebord Sud de l'étang de Fужaut (Gard). Note préliminaire. C.R. Som. S.G.F., fasc. 2, pp.91-92.
- Voir aussi : 315- 490 et 491, déjà cités.

2- Terrasses:

b)- Problèmes et méthodes:

- 566 - BOURCART.J. (1947): Considérations théoriques sur l'origine des terrasses fluviales. Bull. S.G.F. (5ème), t. XVII, p. 395-402.
- 567 - TRICART.J. (1947): Méthode d'étude des terrasses. Bull. S.G.F. (5ème), t. XVII, pp. 559-575.
- 568 - TRICART.J. (1952): La partie orientale du Bassin de Paris. t. II. L'évolution morphologique au Quaternaire. Paris, S.E.D.E.S., 474 p.
- 569 - TRICART.J. (1960): Les types de lits fluviaux. I.G., 24 ème année, N°5, pp. 210-214.
- 570 - TRICART.J. (1966): Paléoclimats et terrasses quaternaires. C.R. Som. S.G.F., fasc. 5, pp. 202-203.

b): références régionales:

- 571 - ARNAL.H. (1956): Contribution à l'étude des terrasses rhodaniennes: les surfaces situées au Nord-Ouest de Villeneuve-les-Avignon.Bull.S.G.F. (7ème), t.VIII, fasc.5, pp.676-684.
- 572 - ARNAL.H. (1970): Principales surfaces de cailloutis rhodaniens à l'Ouest et au Nord-Ouest d'Avignon et terrasse du Champ de Manoeuvres d'Orange. In livret-guide excursion A.F.E.Q.en Languedoc, 3ème journée: 16 Mai 1970, Ronéotyp., 14p.
- 573 - BARRIERE.J. (1969): Les terrasses quaternaires de la plaine du Roussillon.Livret-guide VIIIème Congr. I.N.Q.U.A. (Dr.F.TAILLEFER), excurs.A.6, Paris, 1969.Bordeaux, Biscaye fr., pp.73-78.
- 574 - BARRIERE.J. et MAZIER.J. (1970): Livret-guide excurs.A.F.E.Q. en Languedoc, 1ère journée, 1er Mai 1970, ronéotyp., 27p.
- 575 - BARRIERE.J. et MAZIER.J. (1971): Les formations quaternaires de la basse vallée de l'Hérault.Bull.A.F.E.Q., 8ème année, N° 28,3, pp.125-140.
- 576 - BARRIERE.J., BOUTEYRE.G., MAZIER.J., RUTTEN.P. et VIGNERON.J. (1966): Interprétation géomorphologique et paléopédologique de la vallée de l'Orb dans la région de Maraussan (Hlt).C.R. Som.S.G.F. fasc.2, pp.68-69.
- 577 - BIROT.P. (1969): 1)-Le Quaternaire de la basse vallée de l'Orbieu. 2)- Le rebord Nord-Est de la Montagne Noire dans la région de Revel. Livret-guide VIIIème Congr. I.N.Q.U.A., Paris 1969, excurs.A 6, Dr.F. TAILLEFER, Bordeaux, Biscaye fr., pp.101, 109.

- 578 - BOUTEYRE.G. (1967) Sols et terrasses alluviales de la Cesse (Aude,Hlt) et les changements des cours de cette rivière au cours du Quaternaire. Bull. Soc. Languedoc,Géogr.(3ème sér.),t.I, fasc.2, pp.147-152.
- 579 - BOUTEYRE.G. et ALLEMANN.M. (1964): Sur quelques phénomènes périglaciaires en Costière du Gard: un réseau polygonal de fentes en coin. Bull.Soc.Et.Sc. Nat.Nîmes t.I,15p.
- 580 - C.N.A.R.B.R.L. (1969) : Les terrasses alluviales quaternaires de l'Orb et leurs paléosols dans la région de Maraussan. Livret-guide, VIIIème Congr.I.N.Q. U.A.,Paris 1969,Excurs.A 6,Dr. F.TAILLEFER, Bordeaux, Biscaye pp.93-100.
- 581 - FAGES.J. (1963): Contribution à l'étude des terrasses alluviales de la zone de confluence de la Lergue et de l'Hérault. D.E.S.Compl. Géogr.,Montpellier, dactyl. 20p.
- 582 - LE COZ.J. (1967): Aspects du Quaternaire languedocien: les niveaux de la Cesse et de l'Orbieu (Aude). Bull.Soc.Languedoc.Géogr.(3ème sér.),t.I, fasc.2, pp.127-146.
- 583 - MARCELIN.P. (1954) : Note sur quelques tufs du Département du Gard,Ann.Ec.Nat.Agricult.Montpellier,t.XXIX, fasc.III et IV,12p.
- 584 - MOULINE.M.,BIROT.P. et PAQUEREAU.M. (1969): Le rebord Nord-Est de la Montagne Noire dans la région de Revel,Livret-guide,VIIIème Congr.I.N.Q.U.A.; excurs.A 6,Dr.F.TAILLEFER,Paris 1969,Bordeaux, Biscaye fr.,pp.106-109.

- 585 - PARADIS.G. (1968): Observations sur le Quaternaire de la plaine du fossé d'Alès-Barjac et de ses bordures (Gard).Ann.Soc.Hortic.et Hist.Nat.Hlt. Vol.108,fasc.4,pp.233-239.
- 586 - ROUQUETTE.D. (1967):Les terrasses de la Thongue.D.M.S. Compl.,Gécgr.,Montpellier,dactyl.,5p.
- 587 - VERDEIL.P. (1970):Données nouvelles sur le Quaternaire de la basse vallée de l'Aude.C.R. Som.S.G.F., fasc.5,p.160.
- 588 - VERDEIL.P. (1970):Données nouvelles sur le Quaternaire de la basse vallée de l'Aude.Bull.S.G.F. (7ème), t.XII, fasc.3,pp.413-425.

Voir, déjà cités: 490-491-492-526.

Recours aux disciplines connexes pour préciser les conditions paléo-climatiques et les questions de chronologie et de corrélations:

a)-la connaissance des grottes fouillées:
morpho-spéléologie:

- 589 - BLANC.J.J. (1955): Recherches sur les sédiments argileux des grottes dans le Sud-Est de la France. Bull.Musée anthropol.préhist.de Monaco.N°11,pp.5-35.
- 590 - BONIFAY.E. (1955):Méthode d'étude du remplissage des grottes. Bull.Soc.Préhist.Fr.,t.LII,fasc.3-4,pp.144-145.
- 591 - BONIFAY.E.(1956): Les sédiments détritiques grossiers dans les remplissages des grottes. Méthodes d'études morphologique et statistique."L'Anthropologie", t.60,N^{os} 5-6,pp.447-461.

- 592 - CORBEL, J. (1959): Erosion en terrain calcaire (vitesse d'érosion et morphologie) A.G., t. LVIII, N° 366, pp. 97-120.
- 593 - ESCALON de FONTON, M. (1968): Problèmes posés par les blocs d'effondrement des stratigraphies préhistoriques du Würm à l'Holocène dans le Midi de la France. Bull. A.F.E.Q., 5ème année, N° 17, 4, pp. 289-296.
- 594 - ESCALON de FONTON, M. (1971): Stratigraphies, effondrements, climatologie des gisements préhistoriques du Sud de la France, du Würm III à l'Holocène. Bull. A.F.E.Q., 8ème année, N° 29, 4, pp. 199-207.
- 594bis - HOFFERT, M., LUMLEY, H. de, MISKOWSKY, J. Cl. et RENAULT-MISKOWSKY J. (1973): Variations climatiques mises en évidence dans les dépôts anciens de la grotte de la Calmette (Gard). Bull. A.F.E.Q., 10ème année, n° 36, fasc. 3, pp. 179-192.
- 595 - LETOLLE, L. (1972): Indications paléoclimatologiques données par l'analyse isotopique des Carbonates de la grotte de l'Hortus (Valflaunès, Hlt.). In "La grotte de l'Hortus", Et. quatern. (Géol. Paléontol., Préhist.), Mém. N° I, Univ. Provence, pp. 345-348.
- 596 - LUMLEY, H. de (1965): Evolution des climats quaternaires d'après le remplissage des grottes de Provence et du Languedoc méditerranéen. Bull. A.F.E.Q., 4ème année, N° 3-2, pp. 165-170.
- 597 - LUMLEY, H. de (1972): La stratigraphie des dépôts quaternaires de la grotte de l'Hortus. In "La grotte de l'Hortus", Et. quatern. (Géol. Paléontol. Préhist.) Mém. N° I, Univ. Provence, pp. 57-99.

- 598 - MISKOWSKY, J.C. (1966): Les principaux types de dépôts des grottes et les problèmes qu'ils posent leur étude. R.Géomorph.Dynamique, 16ème année, N°I, pp.I-11.
- 599 - MISKOWSKY, J.C. (1971): Stratigraphie et paléo-climatologie du Quaternaire du Midi méditerranéen, d'après l'étude sédimentologique du remplissage des grottes et abris-sous-roche. Bull.A.F.E.Q., 8ème année, N°29, 4, pp.259-275.
- 600 - MISKOWSKY, J.C. (1972): Le remplissage des grottes et abris au Riss et au Würm, dans le Sud-Est de la France; influences climatiques sur l'évolution des dépôts. Etudes sur le Quaternaire dans le Monde, VIIIème Congr.I.N.2.U.A., Paris 1969, textes réunis par Mme M.TERS, Vol.2, C.N.R.S., Imp.Amelot, Brionne (Eure), pp.683-687.
- 601 - MISKOWSKY, J.C. (1972): Etude sédimentologique du remplissage de la Grotte de l'Hortus (Valflaunès, Hlt.) In "la Grotte de l'Hortus", Et.quatern.Mém. N°I, Univ.Provence, pp.101-113.
- 602 - MOOK, W.G. (1972): Essai de datation par le radio-carbone des couches moustériennes du Würmien II de la Grotte de l'Hortus (Valflaunès, Hlt.). In "la Grotte de l'Hortus", Et.quatern.Mém. N°I, Univ.Provence, p.157.
- 603 - VANDEL, A. (1964): Biospéléologie. La biologie des animaux cavernicoles Paris, Gauthier-Villars, 619p.

Parmi les textes déjà cités, on pourra relire: 41- 205- 488 - 492. L'enseignement climatique des cavités est également pris en considération dans les ouvrages que nous citons plus bas, savoir: 607-608-609-611-614-646.

b); Préhistoire :

- 604 - BARRIERE,J. et BAZILE,F. (1971): Les industries paléolithiques du quartier de Jean Thomas (Vauvert) dans leur contexte stratigraphique, géomorphologique et paléopédologique. Bull.Soc.Et.Sc.Nat. Nîmes,t.LI,Livre du centenaire,pp.405-430.
- 605 - BAZILE,F. (1971): Le paléolithique de la Costière du Gard. Etat des recherches et perspectives,Bull. Soc.Et.Sc.Nat.Nîmes,t.LI,Livre du centenaire, pp.431-439.
- 606 - BAZILE,F. (1972): Les industries paléolithiques de la Combe de Valliougues (Vauvert-30);dans leur contexte géologique,Mém.de Maîtrise,Sc.,Marseille,132p.
- 607 - COMBIER,J. (1967): Le Paléolithique de l'Ardèche dans son cadre paléo-climatique,Bordeaux,Delmas,462p.
- 608 - ESCALON de FONTON,M. (1960): Le Paléolithique moyen de la Grotte de Rigabe (Artigues,Var).In Gallia, Préhistoire,Fouilles et Monuments archéologiques en France métropolitaine.C.N.R.S.,t.III, pp.1-46.
- 609 - ESCALON de FONTON (1963): La séquence climatique wurmienne du gisement paléolithique de la Salpêtrière (Remoulins, Gard). Bull.S.G.F. (7ème),t.V, fasc.4,pp.555-561.
- 610 - ESCALON de FONTON (1966): Origine et développement des civilisations néolithiques méditerranéennes en Europe occidentale. Paléohistoria ,12,pp.209-248.
- 611 - HUGUES.C., GARIMOND,S.,GAGNIERE.S. et MARCELIN,P. (1951): la grotte de la Verrerie à Macassargues - Montmirat (Gard).Ann.de Paléontol.,t.XXXVII, Paris,Masson,pp.155-174.

- 612 - HUGUES.C., LORBLANCHET.M. et RAVOUX.G. (1969): Sur le Paléolithique ancien et moyen des Cévennes et des Garrigues du Gard. Sonderdruck aus Quatar, Band 20, pp.47-68.
- 613 - LORBLANCHET.M. (1967): Géographie préhistorique, protohistorique et gallo-romaine des Cévennes méridionales et de leurs abords.D.E.S.,Géogr.et Préhist.,Montpellier,200 + 75p.,atlas.
- 614 - LUMLEY.H. de (1960): Sur l'évolution des climats et des industries au Riss et au Würm, d'après le remplissage de la Baume Bonne (Quinson, Basses-Alpes). Sonderdruck aus Festschrift für Lothar, 20,2, Steinzeitfragen der Alten und Neuen Welt, Bonn, pp.271-311.
- 615 - LUMLEY.H.de (1969): Les industries paléolithiques de la vallée de la Têt et de la Caune d'Arago.Livret-guide VIIIème Congr.I.N.Q.U.,excursion A 6, Dr.F. TAILLEFER,Bordeaux,Biscaye fr.,pp.79-88.
- 616 - LUMLEY.H. de (1972): La Grotte de l'Hortus (Valflaunès,Hlt.) Les chasseurs néanderthaliens et leur milieu de vie; élaboration d'une chronologie du Würmien II dans le Midi méditerranéen. Et. quatern. (Géol.,Paléont.,Préhist.),Mém. n°I,Univers.Provence, 668p.

c)- Paléontologie animale et végétale
(milieu continental):

- 617 - BOURDIER.F. (1954) : Remarques sur les faunes froides du Quaternaire français, antérieures au Würmien. C.R. Som.S.G.F.,fasc.4,pp.76-80.

- 618 - CHALINE, J. (1972): Les rongeurs du Würmien II de la Grotte de l'Hortus (Valflaunès, Hlt.). In " la Grotte de l'Hortus" Et. quatern. (Géol. Paléontol. Préhist.), Mém. N° I, Univers. Provence, pp. 235-240.
- 619 - ELHAI, H. (1963): La Normandie occidentale entre la Seine et le Golfe Normand-Breton. Etude morphologique. Bordeaux, Bière, 624 p., voir particulièrement: pp. 34-60.
- 620 - ELHAI, H. (1969): Recherches palynologiques sur le Reuvérien et le Villafranchien en France. In: Bibliogr. commentée des travaux sur la flore et la végétation françaises au Quaternaire. Et. fr. sur le Quaternaire présentées à l'occasion du VIIIème Congr. internat. I.N.Q.U.A., Paris, pp. 95-98.
- 621 - ELHAI, H. et GRANGEON, P. (1963): Nouvelles recherches sur le gisement villafranchien de Senez (Hte-Loire, Fr.), Bull. S.G.F. (7ème), t. V, N° 4, pp. 481-483.
- 622 - GERBER, J. P. (1973): Le site des Ramandils: une faune du début du Würmien II en Languedoc méditerranéen. Bull. A.F.E.Q., 10ème année, N° 34, I, pp. 7-12.
- 623 - LEINDERS, J. et MICHAUX, J. (1969): Compléments à la connaissance de la faune des Mammifères du Pliocène du Roussillon. Précisions sur l'extension chronologique du genre Canis en Europe. C.R. Som. S.G.F., fasc. 8, p. 322.
- 624 - LEROI-GOURHAN, A. (1973): Les cèdres "villafranchiens" de St-Vallier (Isère). Bull. A.F.E.Q., 10ème année, n° 34, I, pp. 25-30.

- 625 - LUMLEY, H. de, GUERRIER, E. et FOURNIER, A. (1972): Evolution du paysage et du climat pendant le Würmien II en Languedoc méditerranéen. In "la Grotte de l'Hortus", Et. quatern. (Géol., Paléontol., Préhist.) Mém. N° I, Univers. Provence, pp. 349-352.
- 626 - MORZADEC - KERFOURN, M. T. (1969): La végétation en France de la fin du Villafranchien au début du Würm. In Bibliogr. commentée des trav. sur la flore et la végétation françaises au Quaternaire. Et. Fr. sur le Quaternaire présentées à l'occasion du VIIIème Congr. internat. I. N. J. U. A., Paris, pp. 98-103.
- 627 - MOURER-CHAUVIRE, C. (1972): Les oiseaux du Würmien II de la Grotte de l'Hortus (Valflaunès, Hlt.) In "la Grotte de l'Hortus", Et. quatern. (Géol., Paléontol., Préhist.), Mém. N° I, Univers. Provence, pp. 271-288.
- 628 - PILLARD, B. (1972): La faune des grands Mammifères du Würmien II de la Grotte de l'Hortus (Valflaunès, Hlt.). In "la Grotte de l'Hortus", Et. quatern. (Géol., Paléontol., Préhist.), Mém. N° I, Univers. Provence, pp. 163-205.
- 628bis - PLANCHAIS, N. (1973): Contribution à l'analyse pollinique des sols de l'Aigoual, étage du hêtre et pelouse sommitale- Pollen et Spores, Vol. XV, n° 2, pp. 293-309.
- 629 - PONS, A. (1969): Les macroflores quaternaires en France. In Bibliogr. commentée des trav. sur la Flore et la végétation françaises au Quaternaire. Et. fr. sur le Quatern. présentées à l'occasion du VIIIème Congr. I. N. Q. U. A., Paris, pp. 85-93.

- 630 - RENAULT-MISKOWSKY, J. (1967): Contribution à la paléo-climatologie au Würmien II en Languedoc méditerranéen (Grotte de l'Hortus, Hlt.) d'après l'étude des pollens. Premiers résultats. Bull. A. F. E. Q., 4ème année, N°13, 4, pp. 305-310.
- 631 - RENAULT-MISKOWSKY, J. (1972): L'évolution des flores au Würm ancien dans le Sud-Est de la France. Et. sur le Quaternaire dans le Monde, VIIIème Congr. INQUA, Paris, 1969, textes réunis par Mme M. TERS, Vol. I, C. N. R. S., Imp. Amelot, Brionne (Eure), pp. 265-269.
- 632 - RENAULT-MISKOWSKI, J. (1972): La végétation pendant le Würmien II aux environs de la Grotte de l'Hortus (Valflaunès Hlt.) d'après l'étude des pollens. In "la Grotte de l'Hortus", Et. quatern. (Géol., Paléontol., Préhist.), Mém. N° I, Univers. Provence, pp. 313-324.
- 633 - SUC, J. P. (1973): Etude palynologique des marnes de Celleneuve (Pléistocène inférieur, Hlt.). Bull. A. F. E. Q., 10ème année, N°34, I, pp. 13-24.
- 634 - Van CAMPO, Mme M. (1969): Végétation Würmienne en France. Données bibliographiques, hypothèses. In Bibliogr. commentée des trav. sur la flore et la végétation françaises au Quaternaire. Et. fr. sur le Quatern. présentées à l'occasion du VIIIème Congr. internat. INQUA, Paris, pp. 104-111.
- 635 - Van CAMPO, Mme M. et AYMONTIN, G. (1962): Le problème de l'histoire de la végétation et de la flore dans les Cévennes méridionales, vu sous l'angle de l'analyse pollinique. Flora, Band 152; pp. 679-688.
- 636 - VERNET, J. L. (1969): Etude anatomique de charbons de bois provenant de la cabane acheuléenne du Lazaret. Mém. Soc. Préhist. Fr., 7, pp. 127-128.

- 637 - VERNET, J.L. (1972): Flore et végétation de la région méditerranéenne au Würmien II, d'après l'étude des charbons de bois de la Grotte de l'Hortus (Valflaunès, Hlt.) In "Grotte de l'Hortus", Et. quatern. (Géol., paléontol., Préhist.), Mém. N° I, Univers. Provence, pp. 329-339.
- 638 - VERNET, J.L. (1972): Contribution à l'étude de la végétation du Sud-Est de la France au Quaternaire. Etude de Macroflore, de charbons de bois principalement. Thèse Sc., Montpellier, 105p., carte h.t.

Voir également: 212, déjà cité.

d)- Paléopédologie appliquée au Quaternaire:

- 639 - BARRIERE, J. (1971): Paléopédologie: limite d'utilisation des paléosols pour la reconstitution des paléoclimats. Sémin. Univers. Sc. et Techniques du Languedoc, Montpellier, Mai 1971. Voir aussi: C.R. Acad. Sc., Paris, D.t. 272 pp. 2 426- 2 429.
- 640 - BOUTEYRE, G. (1966): Les sols de la plaine de Campagne. Et. pédologiques de détail de la C.N.A.R.B.R.L. 15p. ronéotyp., une carte.
- 640bis - C.N.A.R.B.R.L. (1971): Travaux effectués par le Service d'étude des sols. 16p. photocop.
- 641 - FEDOROFF, N. (1972): Caractères micro-morphologiques des pédogenèses quaternaires en France. Et. sur le Quaternaire dans le Monde, VIIIème Congr. INQUA, textes réunis par Mme M. TERS, Vol. I, C.N.R.S., Imp. Amelot, Brionne (Eure), pp. 341, 349.

- 642 - LAPORTERIE, J.M. (1970) : Sol fersiallitique sans réserve cal-
cique, très lessivé, colmaté, à pseudogley,
développé depuis le Quaternaire moyen dans
le cailloutis rhodanien à quartzites alpins
et matrice sableuse mis en place au Villa-
franchien. A.F.E.Q., excursion en Languedoc,
2ème journée: 15 Mai 1970, le Plio-Quaternaire
des environs de Montpellier. Livret-guide, 12p.
- 643 - MONTURIOL, F., GALLARDO, J. et ALEXANDRE, T. (1972): Los paleo-
suelos rojos en las formaciones cuaternarias.
Et. sur le Quaternaire dans le Monde, VIIIème
Congr. INQUA, Paris 1969, textes réunis par
Mme M. TERS, Vol. I, C.N.R.S., Imp. Amélot, Brion-
ne, pp. 373-376.
- 644 - RUTTEN, P. et VIGNERON, J. (1959): Contribution à l'étude des
paléosols du Bas-Languedoc. Répartition
géographique. Essai de datation. Bull. Soc.
Et. Sc. Nat. Nîmes, IIp.
- 644bis - WAREMBOURG, F.R., LOSSAINT, P. et BOTTNER, P. (1973): L'évolu-
tion des sols dans une séquence méditerranéo-
montagnarde sur roche-mère siliceuse: massif
du Mont-Aigoual-Sc. du sol, n° I, pp. 49-62.

Des renseignements, sur ce sujet, sont encore à tirer
des sections déjà dépouillées: ouvrages d'ensemble, problème des
terres rouges, formations de couvertures des glaciers ou formations
des terrasses, soit :

4 - 28 - 29 - 212 - 430 - 431 - 432 - 433 - 434 - 435 - 436 - 437 -
514 - 526 - 542 - 543 - 544 - 547 - 552 - 557 - 562 - 565 - 570 -
582 - 596 - 604 - 606 - 607 - 614.

L'évolution différentielle du relief au Quaternaire:

Elle a déjà été abordée, à propos des sculptures d'affinités ap-palachiennes: Revoir les N^{os} : 307 - 331 - 332 - 355 - 426 - 427.

Références extra-régionales concernant la morphogenèse quaternaire:

a)-Bassin de Paris

Voir : 568.

b)-Provence :

- 645 - BONIFAY.E. (1954): Les terrasses de l'Huvaune.Bull.S.G.F., (6ème), t.IV, pp.31-43.
- 645bis- BONIFAY.E. (1962) : Les terrains quaternaires dans le Sud-Est de la France. Publicat.Inst.Préhis-toire,Univers.de Bordeaux, Bordeaux,Delmas, 194p.,48 fig.,9 tabl.
- 626 - BONIFAY.E. (1962): Quaternaire et préhistoire des régions méditerranéennes françaises. Quaternaria,t.VI, pp.343-370.
- 647 - BONIFAY.E. (1967): Glaciaire et fluvio-glaciaire duranciens dans la région de Sisteron.Bull.A.F.E.Q.,4ème année,N°12,3,pp.179-191.
- 648 - BONIFAY.E. (1968):Aperçu sur le Quaternaire de Grenoble à Marseille.Bull.A.F.E.Q.,5ème année,N°14,I, pp.3-18.
- 649 - GABERT.P. (1965): Phénomènes périglaciaires du Quaternaire supérieur et néotectonique dans la région de l'étang de Berre (Basse Provence occidentale). C.R. 90ème Congr.Soc.Sav.,Nice, t.II,pp.75-85

- 650 - GILBERT-DELAY, Mme J. (1965): Terrasses et glaciers d'érosion en aval de Sisteron, C.R. 90ème Congr. Soc. Sav. Nice, t. II, pp. 51-62.
- 651 - GEORGE, P. (1952): Remarques morphologiques sur le Mont Ventoux, Bull. A. G. F., N^{os} 226 -227-228, pp. 89-94.
- 652 - TRICART, J. (1954) : Périglaciaire et fluvioglaciaire, essai de corrélation du Quaternaire de la Durance, Mém. et Docum., Centre de documentation cartographique et géographique, C.N.R.S., (1ère sér.), t. IV, pp. 171-202.
- 653 - TRICART, J. (1955): Accumulation glaciaire, fluvioglaciaire et périglaciaire. L'exemple de la Durance, Actes IVème Congr. INQUA, ROME-PISE-1953, Roma, tipografia Castaldi, II p.

c): Espagne :

- 654 - SOLE SABARIS, L. (1960): Les anciens rivages de la Méditerranée occidentale: Baléares et côtes de la Péninsule ibérique. In Wenner Gren Foundation for Anthropological Research, Burg Wartenstein, 33p. ronéotyp. C.R. par F. TAILLEFER in R. Géogr. Pyrénées et Sud-Ouest, t. XXXII, 1961, pp. 165-166.

d): Afrique du Nord:

- 655 - BEAUDET, G. (1969): Le plateau central marocain et ses bordures, étude géomorphologique, Rabat, Imp. française et marocaine, 478p.
- 656 - BEAUDET, G. (1971): Le Quaternaire marocain: état des études. R. Géogr. du Maroc, N°20, pp. 3 -56.

- 657 - DRESCH,J. (1960): Les changements de climat et les mouvements du sol en Afrique du Nord au Plio-Quaternaire. I.G., 24ème année, N°3, pp.107-113.
- 658 - DRESCH,J. (1972): Sur les étages continentaux quaternaires du Maroc. Et. sur le Quatern. dans le Monde, VIIIème Congr. INQUA, Paris 1969, textes réunis par Mme M. TERS, Vol. I, C.N.R.S., Imp. Amelot, Brionne Eure, pp. 47-48.
- 659 - GIGOUT,M. (1957): Recherches sur le Quaternaire marocain. Trav. Inst. Sc. Chérifien, Sér. Géol. et Géogr. physique, N°7, Rabat, 77p.
- 660 - RAYNAL,R. (1955): en collaborat. avec DRESCH,J. et JOLY,F. Deux exemples régionaux de glaciation quaternaire au Maroc: Haut-Atlas oriental et Moyen-Atlas septentrional. Actes IVème Congr. INQUA, Rome-Pise 1953, Roma, tipografia Castaldi, pp. 3-12.
- 661 - RAYNAL,R. (1960): Les éboulis ordonnés au Maroc. B. Perygl. N°8, Lodz, pp. 21-30.
- 662 - RAYNAL,R. (1960): Quelques aperçus sur l'existence et l'importance des phénomènes périglaciaires pré-würmiens au Maroc. B. Perygl., N°9, Lodz, pp. 109-122.
- 663 - RAYNAL,R. (1961): Plaines et piedmonts du bassin de la Moulouya (Maroc oriental). Etude morphologique. I.M.F.R.A.H...R., Rabat, 617p.
- 664 - RAYNAL,R. et TRICART,J. (1963): Comparaison des grandes étapes morphogénétiques du Quaternaire dans le Midi méditerranéen français et au Maroc. Bull. S.G.F. (7ème), t. V, pp. 587-596.

- 665 - TRICART, J. (1956): Tentative de corrélation des périodes pluviales africaines et des périodes glaciaires.
C.R.Som.S.G.F., fasc.10, pp.164-167.

Un milieu morphogénétique particulier: la montagne languedocienne non englacée au Quaternaire:

- 666 - BAECKEROOT, G. (1951): Observations préliminaires sur des formes quaternaires d'origine climatique en Montagne Noire occidentale. Bull.A.G.F., N^{os} 214-215, pp.34-35.
- 667 - BAECKEROOT, G. (1952): Le rôle des actions cryonivales dans la formation des paysages du Sidobre de Castres. Bull.A.C.F., N° 227, pp.121-125.
- 668 - BAECKEROOT, G. (1957): Le système niche-coulée et son rôle dans la formation du modelé des monts de Lacagne et du Sidobre de Castres. Bull.A.G.F., N^{os} 265-266, pp.41-47.
- 669 - BEAUJEU -GARNIER, Mme J. (1953): Modelé périglaciaire dans le Massif Central français. R.Géomorphol.dynamique t.IV, fasc.6, pp.251-281.
- 670 - BOUZIGUES, R. et FAVROT, J.C. (avec la collab.de ARGELES, J.) (1967): Note sur les marais de Landos, la Sauvetat (Canton de Pradelles, Hte-Loire). Bull. A.F.E.Q., 4ème année, N°10, I, pp.69-82.
- 671 - CORBEL, J. (1953): Sols polygonaux sur le Causse Nèze. Bull.Soc.Linn.Lyon, t.22, N°10, pp.263-264.
- 672 - COULET, E. (1952): Contribution à l'étude de la Margeride; Bull.Soc.Languedoc.Géogr.(2ème sér.), t.XXIV, fasc.2, pp.201-334.

- 673 - DEJOU, J., GUYOT, J., PEDRO, G., CHAUMONT, C., ANTOINE, H. (1970) :
Etude sur le problème de l'origine de la gibbsite
dans les arènes granitiques des pays tempérés.
Sc. du Sol, N°2, pp.15-25.
- 674 - JULIAN, M. (1965): Le modelé quaternaire des versants de la
bordure des Grands Causses (région de Millau).
"Méditerranée", t. VI, N°3, pp.161-169.
- 675 - LORBLANCHET, M. (1967): Dépôts de pentes et formations alluvia-
les de la vallée de Paillère, près de Villefort
(Lozère). D.E.S. compl. Géogr. Montpellier, 8p.
- 676 - MARCELIN, P. (1962): Grottes et taffonis dans les Cévennes schis-
teuses. Bull. Soc. Languedoc. Géogr. (2ème sér.)
t. XXXIII, fasc. 2 et 3, pp. 341-362.
- 677 - TAILLEFER, F. (1964): Le modelé post-würmien des hautes monta-
gnes françaises. R. Géogr. Pyrénées Sud-Ouest,
t. XXXV, fasc. 2, pp. 129-138.

On reverra encore les N^{os}: 333 - 335 - 388 - 389 - 427.

Le Quaternaire marin et le problème des anciens rivages
de la Méditerranée:

- 678 - BARRIERE, J. (1966): Sur le Quaternaire marin de l'étang de
Bages et de Sigean (Aude): le rivage tyrrhénien
du Moulin de l'île. C.R. Som. S.G.F., fasc. 2, pp. 79-
80.
- 679 - BARRIERE, J. (1966): Le rivage tyrrhénien de l'étang de Bages
et de Sigean (Aude). Bull. A.F.E.G., 3ème année,
N^{os} 9, 4, pp. 251-283.
- 680 - BARRIERE, J. (1967): Les formations quaternaires du versant
Nord du Mont St-Clair à Sète (Hlt.) Bull. A.F.E.G.,
4ème année, N°II, 2, pp. 165-170.

- 681 - BARRIERE, J. (1969): Aperçu sur le Quaternaire marin du Languedoc-Roussillon. Le rivage tyrrhénien de Gragnies. Livret-guide VIIIème Congr. INQUA, Paris, 1969, excursion A 6, Dr. F. TAILLEFER, Bordeaux, Biscaye fr. pp. 89-93.
- 682 - BLANC, J. J. et BONIFAY, E. (1953): Les terrains quaternaires littoraux des côtes de Provence occidentale. Bull. S. G. F. (6ème), t. III, pp. 847-863.
- 683 - BONIFAY, E. et MARS, P. (1959): Le Tyrrhénien dans le cadre de la chronologie quaternaire méditerranéenne. Bull. S. G. F. (7ème), t. I, n° I, pp. 62-78.
- 684 - CASTANY, G. et OTTMANN, F. (1957): Le Quaternaire marin de la Méditerranée occidentale. R. Géogr. physique et Géol. dynamique (2ème sér.), I, pp. 46-55.
- 685 - CAUWET, G. et GADEL, F. (1972): Corrélation entre les salinités des eaux superficielles et le milieu sédimentaire ancien. Leur signification dans divers dépôts marins et lagunaires. Et. sur le Quatern. dans le Monde, VIIIème Congr. INQUA, Paris 1969, textes réunis par Mme M. TILERS, Vol. II, C. N. R. S., Imp. Amelot, Brionne (Eure), pp. 689-700.
- 686 - DENIZOT, G. (1930): Sur un rivage quaternaire de l'île Majorque et sur les derniers changements de la Méditerranée occidentale. A. F. A. S., pp. 177-180.
- 687 - DENIZOT, G. (1938): La Crau, la Camargue et l'étang de Berre. Ann. Fac. Sc. Marseille, t. IX, fasc. I, pp. 5-159.
- 688 - DENIZOT, G. (1949): Coordination du Quaternaire en France. Bull. S. G. F. (5ème), t. XIX, pp. 223-244.
- 689 - DENIZOT, G. (1951): Les anciens rivages de la Méditerranée française. Bull. Inst. Océanograph. Monaco, N° 992, 56p.

- 690 - DENIZOT.G. (1963): Les côtes de France et, en particulier, du Golfe du Lion depuis 6 000ans.C.R.Actes 86ème Congr.Soc.Sav.Montpellier 1961,Sect. Géogr. Paris, Imp.Mat.pp.145-151.
- 691 - DUBOUL-RAZAVET.C. (1958): Les dépôts récents du delta du Rhône (Flandrien et actuel).C.R.83ème Congr. Soc.Sav.,Aix-Marseille 1958,Paris Gauthier-Villars,pp.481-486.
- 692 - FRANCOIS.L. (1933): Evolution actuelle des embouchures du Rhône et des côtes de la Camargue.Bull.A.G.F., N°74,pp.134-137.
- 693 - FRANCOIS.L. (1937): Etude sur l'évolution des côtes de Camargue.Et.rhodan,t.XIII.Vol.2 et 3,pp.71-126.
- 694 - GALTIER.G. (1958): La côte sableuse du Golfe du Lion.Bull. Soc.Languedoc.Géogr.(2ème sér.),t.XXIX,fasc. 2,3,4,pp.149-243; 245-358; 361-416.
- 695 - GUILCHER.A.(1958): Travaux récents sur le delta du Rhône. t.LXVII,N°360,pp.156-159.
- 695bis-GUY.M.(1973):Le cadre géographique et géologique de Montlaurens-Péder,historique Languedoc,Méditerran,Rousillon,Montpellier,pp.27-43.
- 696 - KUHNHOLTZ-LORDAT.G. (1924):Topographie du littoral du Golfe du Lion.A.G.,t.XXXIII,pp.329-335.
- 697 - MARS.P.(1958): Les faunes malacologiques "froides" de la Méditerranée. Le Gisement du Cap Creus."Vie et Milieu",t.IX,3,pp.239-309.
- 698 - MARS.P.(1963): La faune et la stratigraphie du Quaternaire méditerranéen.R.Trav.Stat.mar.Endoume,Fac.Sc. Marseille,Bull,N°28,fasc.4-3,pp.61-97.

- 699 - MARS.P.MARTHELY.J. et PARIS.J. (1957): Remarques sur le gisement quaternaire du Cap Creus.C.R.Acad.Sc. Paris;t.249,p. 1 940.
- 700 - MARS.P. et OTTMANN.F. (1955): Sur quelques gisements de Quaternaire marin du Bas-Languedoc.Bull.Musée Hist.Nat.Marseille,t.XV,pp.133-134.
- 700bis- OTTMANN.F. (1953)- Les formations plio-quaternaires de la région d'Antibes.Bull.S.G.F. (6ème),t.III,pp.67-84.
- 701 - PARENT.H.(1943): Tyrrhénien et Flandrien du littoral toulonnais.Bull.S.G.F.,(5ème),t.XIII,pp.3-7.
- 701bis - MISKOWSKY.J.C. (1965): La plage tyrrhénienne de Montels (Hit).Etude sédimentologique.
- 702 - RIVIERE.A. et VERNHET.S. (1956): Contribution à l'étude des formations quaternaires du Bas-Languedoc.Bull. S.G.F. (6ème),t.VI,pp.10-119.
- 703 - TREVISAN.L. (1949): Terrazzi glaciali o terrazzi interglaciali Terrazzamenti fluviali determinati da variazioni del livello marino e sui loro rapporti coi terrazzi olinatici.Riv.Sc.preistoriche,Vol.IV,fasc. 1-2.
- 704 - TREVISAN.L. (1950): Genèse des terrasses fluviales en relation avec les cycles climatiques,C.R. Congr.Internat.Géogr.Lisbonne,t.II,pp.511-528.
- 705 - TRICART.J. (1958): Les variations quaternaires du niveau marin. I.G.,22ème année,N°3,pp.100-104.

Question controversée de l'unité de la "nappe villafranchienne" et problèmes de néo-tectonique:

- 706 - BENEST.M. et GOTTIS.M. (1965): A propos de mouvements tectoniques récents dans les Corbières. Actes Soc. linéenne Bordeaux, t.102, N°2, sér.B, 6p., carte h.t.
- 706bis - BIROT.P., GOTTIS.M., MOULINE.M. et PAQUEREAU.M. (1968) : Néotectonique sur le versant Nord-Ouest de la Montagne Noire. C.R. Acad.Sc.Paris, t.267, pp.1815-1816.
- 707 - BONIFAY.E. (1967): La tectonique récente du bassin de Marseille dans le cadre de l'évolution post-miocène du littoral méditerranéen français. C.R.Som. S.G.F., fasc.5, p.177.
- 708 - BONNET.A. (1948): Etude de la région comprise entre Lunel, Sommières et Castries. D.E.S., Géol., Montpellier.
- 709 - BONNET.A. (1955): Tectonique post-villafranchienne du Languedoc méditerranéen. Actes IVème Congr. INQUA Rome-Pise 1953, Roma, tipogr.Castaldi, pp.209-215.
- 710 - BONNET.A. (1962): Note sur la liaison entre les tectoniques superficielles et profondes de la Camargue. Bull.Serv.Carte géol.Fr., t.LIX, N°269, pp.329-337.
- 711 - BONNET.A. (1963): Nouvel essai de corrélation des terrasses rhodaniennes. Bull.S.G.F. (7ème), t.V, N°4, pp.543-554.
- 712 - BONNET.A. (1965): Le Quaternaire des environs de St-Gilles (Gard). Bull.S.G.F. (7ème), t.VII, N°4, pp.571-579.
- 713 - BONNET.A. (1966): A propos de la transgression "calabrienne" de la Bégude-de-Saze (Gard). C.R. Som.S.G.F., fasc.7, p.271.

- 714 - BONNET.A. (1966): Structure de la Camargue entre Arles, Beaucaire et St-Gilles-du-Gard.C.R.Som.S.G.F., fasc.7, pp.258-260.
- 715 - BONNET.A. (1966): Note complémentaire sur le Quaternaire des environs de St-Gilles et de Bellegarde (Gard). C.R. Som.S.G.F., fasc.9, p.348.
- 716 - BONNET.A. (1970): Sur l'importance du gisement de Mammifères de Châtillon-St-Jean (Drôme) pour la stratigraphie du Quaternaire rhodanien.C.R. Som. S.G.F., fasc.2, pp.36-37.
- 717 - BONNET.A. (1972): Stratigraphie du Quaternaire dans la vallée du Rhône.Et.sur le Quatern.dans le Monde, VIIIème Congr.INQUA, Paris 1969, textes réunis par Mme M.TERS, Vol.I, C.N.R.S., Imp.Amelot, Brionne (Eure pp.535-539).
- 718 - BONNET.A. et BORNAND.M. (1970): Pédologie et Quaternaire dans la vallée du Rhône moyen,Bull.A.F.E.Q., 7ème année,N^{OS} 23-24, 2 et 3, Trav.du Colloque de Grignon sur les paléo-sols, avril 1969, pp.105-116.
- 719 - BONNET.A. et DUBOUL-RAZAVET.C.(1953): Note préliminaire sur le Quaternaire de la Camargue.Bull.S.G.F. (6ème) t.III, pp.275-281.
- 720 - DENIZOT.G. (1936-46): La Costière nîmoise.Bull.Soc.Et.Sc. Nat.Nîmes,t.XLVIII,Nîmes,Chastanier, pp.137-151, une carte.
- 720bis- GEZE.B. (1951): Sur la probabilité d'un gauchissement quaternaire important sur la bordure méridionale de la Montagne Noire (Aude,Hlt.) C.R.Congr. A.F.A.S., pp.108-110.

721 -GOTTIS.M. (1971): Néotectonique et thermalisme en Languedoc-Roussillon.Bull.Soc.linnéenne,Bordeaux,nouv. sér.,t.I,N°4,pp.79-85.

722 - GOTTIS.M.,LENGUIN.M.,Melle SELLIER.E. et TAVOSO.A. (1972): Hypothèses sur les causes et la chronologie des défluviations dans la gouttière de Carcassonne, entre Toulouse et Narbonne,Bull.Soc.linnéenne Bordeaux,nouv.sér.t.II,N°6,pp.125-132.

723.L.I.G.U.S. (1954-55): Deux régions de tectonique plio-quaternaire dans le Midi méditerranéen français: le Bas-Rhône et le littoral niçois.Bull.Comité trav.hist.et Scientif.,sect.Géogr.,Paris,Imp. Nat.pp.113-129 et p.148.

On reverra encore, parmi les N^{os} déjà cités: 288-289-290-510.

Eléments pour l'étude de la dynamique actuelle:

724 - CHAPTAL.L. (1928): Contribution à l'étude de la rosée et des sources secondaires d'humidité du sol.Ann.Soc. agronomique,Montpellier,p.134.

725 - CHAPTAL.L. (1932): La lutte contre la sécheresse, la captation de la vapeur d'eau atmosphérique, la Nature, n° 2 893.

725bis- DAVY.L. Mlle (1956) : Les Gardons. Etude hydrologique.Bull. Soc.Lang.Géogr.(2ème Ser.),t.XXVII, fasc.2,pp.99-233.

726 - PARDE.M. (1963) : Quelques remarques sur les crues cévenoles. C.R. 86ème Congr.Soc.Sav.,Montpellier 1961,Paris Imp.Nat.pp.239-264.

727 - ROUGE.J. Mlle (1959): Hydrologie de l'Hérault, fleuve côtier méditerranéen,Bull.Soc.Languedoc.Géogr.(2ème sér.); t.XXX,fasc.I,pp.3-193.

- 728 - ROUGE,J.Mlle.(1963): Les crues des rivières languedociennes, leurs conséquences sur le remaniement des lits fluviaux.C.R. 86ème Congr.Soc.Sav.,Montpellier 1961,Paris,Imp.Nat.pp.395-399.
- 729 - ROCHEFORT,M. et TRICART,J.(1959):Rôle de l'écoulement sub-superficiel dans l'alimentation de certains cours d'eau. C.R. Acad.Sc.,Paris,t.248,pp.267-270.
- 730 - ROUQUETTE,D. (1955): Un exemple d'écoulement en nappe. Note sur l'inondation de Puisserguier (Hlt.) le 6 décembre 1953.Bull.Soc.Languedoc.Géogr.(2ème sér.),t.XXVI,fasc.2,pp.131-133.
- 731 - TRICART,J. (1960) : Les modalités du transport des alluvions dans les rivières cévenoles . Bull.A.I.H.S., N°20,pp.75-84.
- 732 - TRICART,J. (S.D.): Programme d'étude de l'aménagement des rivières cévenoles affectées par la crise d'Octobre 1958 (Cèze,Gard, Vidourle et Hérault).Texte ronéotyp.,4p.
- 734 - TRICART,J. (1962): Etude morphodynamique du bassin du Gard. Bull.Trav.hist.et Scientif.,Sect.Géogr.,t.LXXIV, Paris,Imp.Nat.,pp.141-316.
- 734 - TRICART,J. (1963): Les transports solides du Vidourle, lors de la crue de l'automne 1958.C.R. 86ème Congr. Soc.Sav.,Montpellier 1961,Paris,Imp.Nat.pp.453-535.

TABLE DES FIGURES⁽¹⁾

INTRODUCTION :

fig.n° 1 - Carte oro-hydrographique	7bis
---	------

CHAPITRE 1er:

fig.n° ^{OS} 2 - Carte schématique des faciès du Bathonien.	42bis
3 - Carte des faciès tithoniques	43bis
4 - Extrémité méridionale du haut fond de la Vis	44bis
5 - Paléogéographie au Bathonien inférieur...	46bis
6 - Régression divésienne	46ter
7 - Paléogéographie au Séquanien	47bis
8 - Schéma des variations latérales du Crétacé moyen	49bis
9 - Profil d'érosion différentielle et strati- graphie du Jurassique supérieur en Bas- Languedoc	50bis
10 - Coupe du synclinal de Mourèze-crête St-Jean- d'Aureilhan et coupe de la "falaise" juras- sique de St-Guilhem-le-Désert	51bis
11 - Continent des bauxites à l'Aptien supr....	54bis
12 - Affleurement des bauxites entre Pierrerue et Cazedarnes	55bis
13 - Couche de bauxite de Loupian-Bauxite aux gites de Carlencas	55ter
14 - Poches et couches de bauxite	56bis
15 - Pli anté-aptien de Poussan	56ter
16 - Schéma tectonique du bassin du Minervois..	63bis
17 - Couches de lignites du bassin du Minervois	63ter
18 - Coupes dans le bassin du Minervois.....	63quarte
19 - Disposition de la brèche des Matelles.....	77bis

(1)- Titres abrégés et généralement sans référence d'auteurs.
On trouvera titres et références aux pages indiquées.

20 - Schéma structural du fossé de Marbonne-Sigean	80bis
21 - Tracé schématique des rivages burdigalien et helvétien.	91bis
22 - Rivage vindobonien et récifs coralliens.....	93bis
23 - Récif corallien et formations laguno-lacustres miocènes	93ter
24 - Carte géologique des sédiments meubles du Roussillon	122bis

CHAPITRE II-

25 - Le golfe du Lion et la structure de la Méditer- ranée occident.	144bis
26 - Schéma structural du Languedoc	144ter
27 - Fossés de distension du Bas-Languedoc	147bis
28 - Coupe Sud-Nord du "pli" de Montpellier d'a- près N.GOTTIS	150bis
29 - Coupe interprétative du "pli" de Montpellier d'après M.MATTAUER et F.PROUST	150ter
30 - Coupe semi-théorique du Pic St-Loup d'après N.GOTTIS	151bis
31 - Coupe interprétative de la structure..... du St-Loup d'après J.MATTEI	151ter
32 - Esquisse géologique de l'extrémité orientale du massif du Thaurac et du fossé de Montoulieu	152bis
33 - Carte géologique des environs de Valz.....	153bis
34 - Allure des structures pyrénéennes du Languedoc	154bis
35 - Coupes générales schématiques du Languedoc...	154ter
36 - Coupe générale schématique du Languedoc occi- dental	154quarte
37 - Image théorique d'une section glissée.....	155bis
38 - Carte schématique du bassin des Causses	157bis
39 - Combe des Rives, coupe transversale	157ter

CHAPITRE III-

40	-Carte: extension des paysages d'aplanissement en Bas-Languedoc	171bis
41	-Le "bassin" de Murles et les hauteurs l'encadrant	179bis
42	-Surface d'aplanissement du Causse dévonien de Laurens	191bis
43	-Cluse du Dardaillon	192bis
44	-Bordure Ouest du bassin de St-Martin-de-Londres	214bis
45	-Dégradations des "surfaces" de Viols-le-Fort et du Relais des Chênes	223bis
46	-Environs de Collias: faille courbe et rivage miocène	239bis
47	-Plateaux de l'Uzègeois	252bis
48	-L'anticlinal double de Bourdiguet-St-Just : contact avec le bassin de St-Chaptes et relief apalachien	253bis
49	-Reliefs micro-structuraux du front et du revers du bois de Paris	254bis
50	-Cluse du Vidourle à Aubais; paysage exhumé de la molasse	257bis
51	-Méandres du Vidourle et champ de failles de Vic-le-Fesq	271bis
52	-Réseau hydrographique en bordure du Larzac.....	279bis
53	-Problèmes d'adaptation des Lez, Mossen et Cou-lazou	285bis

CHAPITRE IV :

54	-Source et tufs de l'Estabel (près de Cabrières).	296bis
55	-Karst influencé par le gypse: Roujan	299bis
56	-Rochers ruiniformes du Cirque de Mourèze	303bis
57	-Grandes rainures de lapiès vifs de l'Hortus.....	325bis
58	-Table de lapiès ruinée à Mejanne-le-Clap.....	336bis

59	- Larzac oriental: répartition des lapiès géants et des dolines en fonction des faciès	340bis
60	- Les Rochers: répartition des dolines en fonction des fractures	346bis
61	- Dolines en position anticlinale, liaison avec les vallées sèches -Bois de Sauzet et de Monnier	348bis
62	- Cirques de la Séranne	351bis
63	- Le "Creux" de Miège	354bis
64	- Grande doline du "Creux" de l'Embrasasse - Bois de Paris	356bis
65	- Avens et tectonique	363bis
66	- Phénomènes karstiques dans le Larzac Sud orien- tal. Poljés de St-Maurice et du Coulet	368bis
67	- Carte des inondations temporaires du Larzac en 1963	382bis
68	- Le poljé de Carnas	387bis
69	- Grands ouvalas et poljés du Larzac oriental	389bis
70	- Poljé de Camellié	397bis
71	- "Cuvettes et fluvio-poljés du Bois de Bouis	400bis
72	- Carte structurale du Causse des Bondons	407bis
73	- Le karst profond Nord-Montpelliérain	412bis
74	- La Fontaine de Nîmes: le siphon 1967, après pompage	413bis
75	- Les pertes du Rieutort	433bis
76	- Stalagmite noyée par la transgression flandrienne	441bis
77	- Phosphorites et bauxites de la bordure méridio- nale du Massif Central	444bis
78	- Principales percées hydrogéologiques	447bis

CHAPITRE V :

79	- Extension et localisation des accumulations quaternaires	457bis
80	- Coupe du Cône de la Mosson	459bis
81	- Coupe des terrains quaternaires de la Bégude de Saze	468bis
82	- Profil du glacis de l'Hortus	471bis
83	- Formations quaternaires du rebord Sud de l'étang de Pujaut	488bis
84	- Glacis de Lauret	492bis
85	- "Terrasses rocheuses" de la gorge de l'Hérault..	506bis
86	- Profil des niveaux quaternaires près de Monteils	507bis
87	- Structure et morphologie quaternaires dans le fossé de Bédarieux	508bis
88	- Coupe synthétique de la vallée de l'Orb à Maraussan	510bis
89	- Types de versants; vue perspective	542bis
90	- Types de versants; coupes et profils	545bis
91	- Evolution schématique des températures et de l'humidité au Quaternaire moyen et supérieur ...	571bis
92	- Bassin occidental de la Méditerranée; la Planasse	606bis
93	- Carte des anciens rivages et enseignements néotectoniques	606ter
94	- Rivage tyrrhénien du Moulin de l'Ile	613bis
95	- Plage tyrrhénienne de Monteils	613ter
96	- Anciens rivages de la Costière méridionale	617bis
97	- Les anciens bras du Rhône	630bis

CHAPITRE VI :

98 - Les aplanissements du pays montpelliérain et leurs dégradations	654bis
99 - Coupe du fossé de Montbazin à la vallée de la Mosson, à travers le "pli" de Montpellier	679bis
100 - Coupe de la Combe de Murviel-lès-Montpellier ..	681bis
101 - Coupe du "pli" de Montpellier à l'Est de Castelnau-le-Lez	685bis
102 - Vue cavalière depuis le Télégraphe du Mas Amadou d'après M.GOTTIS	690bis
103 - Coupe de la Montagne de la Moure de Villeveyrac aux abords de Cournonterral	712bis
104 - Coupe du Massif du Pioch de Madame(secteur Sud)	714bis
105 - Coupe interprétative à travers la structure de Castelnau-de-Guers	720bis
106 - Evolution de tendance appalachienne de la surface du Causse d'Aumelas	738bis
107 - Coupe du "pli" de Montpellier à l'Est de Castries	752bis
108 - Niveaux quaternaires aux environs de St-Georges-d'Orques	787bis
109 - Niveaux quaternaires aux environs de Cournonterral et au Sud de Cournonsec	791bis
110 - Coupe transversale de la Gardiole (secteur Sud)	812bis
111 - Coupe transversale de la Gardiole(Secteur Nord)	816bis
112 - Coupe schématique du Pic St-Loup	848bis
113 - Esquisse géologique de la région au Nord du Pic St-Loup	854bis
114 - Coupe semi-théorique à l'Ouest du Pic-St-Loup	861bis
115 - Coupe du bassin de Saugras au bassin de St-Martin-de-Londres , à travers le pli de Viols-le-Fort	878bis
116 - Garrigues du St-Loup; surface d'aplanissement et relief différentiel	879bis

117 - Réseau des thalwegs à écoulement intermittent du plateau de Viols-le-Fort, le Relais des Chênes.	882bis
118 - Cônes rocheux de la retombée méridionale du St-Loup	889bis
119 - Profil des cônes rocheux de la retombée méridionale du St-Loup	889ter
120 - Coupe géologique du bassin de Montarnaud - Vailhauquès	894bis
121 - Coupe transversale des synclinaux-fossés du Nord montpelliérain	898bis
122 - Les niveaux quaternaires du bassin de Montarnaud -Vailhauquès	906bis
123 - Synclinal de St-Gély à la hauteur de Combaillaux	913bis
124 - Paysage à prédominance structurale du Nord-Est montpelliérain	916bis
125 - Glacis et terrasses du Lirou	922bis
126 - Carte des glacis et terrasses de la plaine de l'Hérault	966bis

CHAPITRE VII

127 - Hautes Garrigues :essai de bloc diagramme	1002bis
128 - Niveaux d'aplanissement de la Séranne	1009bis
129 - Coupe transversale de l'anticlinal de Buèges et du Causse de Pompignan	1014bis
130 - La surface d'aplanissement du Causse-de-la-Selle et son environnement	1052bis
131 - Dégénération de la surface d'aplanissement du Causse-de-la-Selle	1066bis
132 - Carte structurale du bassin de St-Martin-de-Londres	1071bis
133 - Topographie quaternaire dans le bassin de St-Martin-de-Londres	1097bis

134 - De la Montagne de la Fage au Taurac; le bassin de Ganges	1113bis
135 - Bordure Nord-Ouest du bassin de Ganges	1118bis
136 - Coupe transversale du Taurac	1122bis
137 - Coupe du système karstique du Capélan(Ganges).	1152bis
138 - Carte des formes et formations quaternaires du bassin de Ganges	1153bis
139 - Bordure sous-cévenole de Monoblet à Durfort....	1190bis
140 - Bordure sous-cévenole de Vabres aux environs de Tornac	1192bis
141 - Dôme de Durfort	1197bis
142 - Talus de ligne de faille de la Paulerie- la Coste	1203bis
143 - Bas niveaux de la plaine du Vidourle en aval de St-Hippolyte-du-Fort	1216bis
144 - Mésotectonique et méandres du Rieumassel	1235bis
145 - Carte structurale de la région d'Alès	1264bis
146 - Coupes de la bordure sous-cévenole et du fossé aux environs d'Alès	1265bis
147 - Coupe du Bois de Valz	1273bis
148 - Bordure sous-cévenole à hauteur d'Anduze	1276bis
149 - Le klippe du "Pont d'Avène"	1305bis
150 - Niveau de bordure de 200 mètres de la plaine d'Alès	1315bis
151 - Adaptation hydrographique aux détails de la structure et de la tectonique de blocs dans la région d'Alès	1333bis
152 - Le glacier de St-Sauveur-de-Cruzières	1336bis
153 - Divers profils des glaciers et versants du Nord de la plaine d'Alès (1).....	1337bis
154 - -id- (2).....	1337ter
155 - -id- (3).....	1337quarte
156 - Le glacier de Mons	1339bis

CHAPITRES VIII et IX :

157 - Les terrasses de la Cèze	1340bis
158 - Entre pays montpelliérain et pays du Vidourle; essai de bloc diagramme	1387bis
159 - Synclinal de Guzargues et monoclinal de Montaud	1406bis
160 - Coupe du massif de Ste-Croix-de-Quintillargues à la plaine de Campagne, par le Puech des Mourgues	1407bis
161 - Evolution structurale de la Vaunage	1428bis
162 - Environs de Montpezat; problème des aplanis- sements	1451bis
163 - Niveaux au coeur du dôme de Lédignan	1466bis
164 - Niveaux du synclinal dissymétrique de St- Chaptes	1475bis
165 - La vallée de la Bénovie; ses terrasses	1501bis
166 - Glacis et terrasses en Vaunage	1529bis
167 - Coupe de la Garrigue Nîmoise	1535bis
168 - Coupes de la combe de Lédénon	1538bis
169 - Détail de contact de la molasse avec le Créta- cé à Théziers	1555bis
170 - Coupe de la Fontaine de Nîmes:(1).....	1567bis
171 - -id- :(2).....	1568bis
172 - Loess à Collias	1578bis
173 - Carte de terrasses de la Costière Septentrio- nale	1625bis
174 - Carte du Biterrois et de la plaine de l'Hérault	1656bis
175 - Structure du substrat mésozoïque du Biterrois.	1691bis
176 - Réseau hydrographique du Biterrois	1701bis
177 - Les terrasses de l'Orb à Maraussan	1713bis

TABLE DES MATIERES

AVANT-PROPOS	1
INTRODUCTION	8
A - Disposition d'ensemble	9
B - Les grandes divisions du Bas-Languedoc	10
1- Le Bas-Languedoc central :.....	10
2- Le Bas-Languedoc oriental :.....	13
3- Le Bas-Languedoc occidental :.....	17
C - Les problèmes morphologiques :.....	19
1- Les faciès	19
2- Les structures :.....	20
3- Les surfaces d'aplanissement	20
4- Les phénomènes karstiques:.....	23
5- L'héritage du modelé quaternaire:.....	24
D - La carte morphogénétique au 1/750 000ème :.....	25
1- Le fond de carte :isohypses et isobathes:.....	25
2- L'hydrographie:.....	26
3- La méthode de représentation des faits morpho- giques	27
a -Faciès et stratigraphie :.....	28
b -Représentation des faits structuraux:...	28
c -Faits de dénudation et d'accumulation...	29
E - Le plan suivi:.....	31

CHAPITRE PREMIER

Stratigraphie et lithologie-Leurs enseignements paléogéographiques:.....	32
INTRODUCTION -.....	32
1- La variété de la lithologie du Bas-Languedoc méditerranéen	32
2- Notion d'aptitudes potentielles de la roche quant à l'agression des forces internes et externes	33
3- Esquisse de la physionomie des paysages naturels languedociens	34
4- Lithologie et régions naturelles d'après la carte au 1/750 000ème	36
- Une carte principalement lithologique	36
- Faciès dominants et régions naturelles	37
- Dépôts corrélatifs et perspectives secondairement stratigraphique	38
I-TERRAINS AUX LARGES AFFLEUREMENTS ETUDIES POUR LEUR FACIES	39
A- Le socle prétriasique	39
1-Granites et roches granitoïdes	39
a)-Cuvettes granitiques et désagrégation granulaire	39
b)-Amas de granulites et filons	40
2-Les roches métamorphiques	40
a)-Leur résistance	40
b)-Décomposition argileuse de la série la plus représentée	40
3-Les roches sédimentaires anciennes:.....	40
a)-Leur passage progressif aux types métamorphi- ques au sommet de l'épizone	40

b)-Relative plasticité "posthume" et aptitude à la sculpture différentielle	41
c)-Regroupement compréhensif des terrains pré- triasiques	41
d)-Le volcanisme anté-tertiaire	42
B- Les terrains mésozoïques	42
1- Caractères généraux	42
a)-Des regroupements compréhensifs radicaux nécessaires à l'échelle du 1/750 000ème ...	42
b)-Opposition fondamentale de deux domaines sédimentaires	43
- Domaine d'affinités pélagiques, marnes et marno-calcaires	43
- Domaine d'affinités néritiques, calcaires plus ou moins organogènes et calcaires dolomitiques	43
- Recours au diastrophisme synsédimentaire	44
2- Le Jurassique	45
a)-Les aires de culmination	45
- Leur caractère tantôt épisodique et tan- tôt récurrent- La ride proto-cévenole,...	45
- Flanquements oriental et occidental de la ride proto-cévenole	46
b)-Les périodes de culmination	46
- Instabilité liasique et petite crise du Dogger	47
- Forte régression divésienne	47
- Régression fini-jurassique	47
c)-Les périodes "océaniques" et la banalisation des faciès transgressifs	48
d)-Style des déformations synsédimentaires durant le jurassique	48

-Epirogenèse plutôt que tectogénèse	48
-L'appartenance à la "France hercynienne" - Les "pulsations" des Massifs anciens	49
3- Le Crétacé- Prédominance des marnes et marno- calcaires dans le Crétacé inférieur	50
4- L'opposition des calcaires "purs" et des faciès non ou peu calcaires	51
 II- TERRAINS CORRELATIFS D'UNE EVOLUTION PALEO GEOGRAPHIQUE	
IMPORTANTE, RETENUS POUR LEUR VALEUR D'ETAPE CHRONOLOGIQUE	53
A- Le Trias	53
1- Des faciès d'affinités "germaniques"	54
2- Dépôts corrélatifs de l'aplanissement post- hercynien	54
3- Disharmonie et tendance au décollement de la couverture sédimentaire, au niveau du Keuper, ...	55
B- La bauxite	55
1- Rappel des thèses "autochtonistes" et "allochto- nistes"- "L'autochtonie relative"	55
2- Mises au point récentes	56
3- La surface de dégradation karstique du continent des bauxites	59
 III- LES TERRAINS PALEOGENES ET LEURS ENSEIGNEMENTS PALEO- GEOGRAPHIQUES	
A- Caractères généraux	60
1- Le choix d'une limite inférieure-Intérêt morpho- logique de l'ancien "Garumnien"	60
2- La quasivité du régime lacustre	61
3- Variété verticale de la sédimentation paléogène	61

a)-Une succession de faciès propices à la sculpture différentielle	61
b)-Dépôts chimiques et dépôts détritiques....	62
B- Dépôts corrélatifs de l'orogénie pyrénéo-provençame	62
1- Les premières phases compressives	62
2- La phase majeure de l'Eocène élevé	63
3- Le problème du "Bartonien" de la carte géologique au 1/80 000ème	64
C- L'Oligocène et l'orogénie cévenole	65
1- La coupure stratigraphique Eocène/Oligocène - Quelques révisions récentes	65
2- L'Oligocène inférieur	65
a)-L'exemple de la sédimentation de l'Oligocène inférieur dans le "bassin" d'Alès	65
-L'abondance du calcaire	66
-Les grès de Célas-Leurs éléments constitutifs	66
-La flore de Célas et ses indications paléoclimatiques	66
-Les marges du bassin d'Alès	67
1)-Marges septentrionales-Importance des apports siliceux	68
11)-Marges méridionales-changements progressifs dans la nature des matériaux détritiques	68
b)-Essai de paléogéographie de l'Oligocène inférieur	69
-Un type d'écoulements compatible avec une certaine aridité	69
-Les deux provinces d'origine des matériaux détritiques	70

-Probabilité d'un modeste début de la surrec- tion paléogène des Cévennes	71
-Transports sur grandes distances et larges aplanissements du bas-pays	72
3- L'Oligocène supérieur	73
a)-Le bassin d'Alès à l'Oligocène supérieur	73
-Le Stampien du bassin d'Alès	74
-L'Aquitanién du bassin d'Alès	74
-Autres gisements classiquement reconnus de l'Oligocène supérieur en Bas-Languedoc	76
b)-La révision de la position stratigraphique de brèche des Matelles	77
-Hypothèse climatique relative à la brèche des Matelles	78
-Autres révisions en faveur de l'Oligocène supérieur	79
c)-Le bassin oligocène de Narbonne	80
-Les dispositions du bassin de Narbonne.....	80
(1)-Dessin général de la cuvette de Narbonne.	80
(11)-Irrégularités de la cuvette de Narbonne.	81
-Les sédiments du bassin de Narbonne	82
(1)-Les évaporites et leur valeur climatique.	82
(11)-Les "dalles" et la flore d'Armissan - Signes d'une possible récurrence humide..	83
(111)-Les grès et conglomérats terminaux et le retour aux conditions d'une érosion brutale	84

d)-La crise orogénique "cévenole" de l'Oligocène élevé	84
- Une nouvelle tendance tectonique:la distension	84
- Des fossés d'orientations méridienne et varisque	85
- Les klipptes du bassin d'Alès et la tendance au déplacement de la couverture sédimentaire vers le Sud-Est	86
- La faille courbe de Corconne,de même signifi- cation	86
- Le renversement de la pente régionale de l'interface socle/couverture	88

IV- LES TERRAINS NEOGENES ET LEURS ENSEIGNEMENTS PALEO-

GEOGRAPHIQUES - LES TERRAINS MIOCENES	91
-Le problème de la valeur corrélatrice des terrains néogènes	91
A- La transgression miocène	91
1- Le voile molassique transgressif	91
2- Les faciès burdigaliens	92
3- Les faciès vindoboniens	93
a)-Le Vindobonien inférieur ou Helvétien	93
b)-Le Vindobonien élevé ou Tortonien	93
B- Essai de paléogéographie miocène (Burdigalien- Tortonien).....	93
1- Une période de modération,tant du diastrophisme que de la glyptogénèse	93
2- Le cas de la molasse "à dragées"	94
3- Topographies fossilisées par la molasse et limites atteintes par la transgression	96
C- Les formes développées dans le complexe molassique...	97
1- Aptitudes à la sculpture différentielle	97
2- Les processus d'érosion ayant ouvert dans la molasse	98

D- Le Miocène terminal- Importance et difficultés de l'épisode pontien	98
1- Des dépôts isolés et réduits	99
a)-Les rares dépôts pontiens du Bas-Languedoc occidental	99
b)-L'ultime remaniement de la molasse"à dragées"...	99
2- Le problème du diastrophisme pontien	100
a)-L'ampleur de la régression pontienne	100
b)-Le diastrophisme pontien en Provence- une crise complexe	100
c)-Vers la reconnaissance d'une crise diastrophique pontienne en Bas-Languedoc	102
-Le mouvement régional d'ensemble	103
-Les mouvements d'ampleur sous régionale	103
-Les accidents tectoniques localisés	104
1)-Arguments liés aux déformations de l'Oligocène supérieur	104
2)-Arguments tirés de la déformation des surfaces d'aplanissement	105
3)-Déformations de la molasse	105
-Difficulté de séparer le diastrophisme pontien de l'ensemble des déformations néogènes et post-néogènes	106
3- La crise glyptogénique pontienne	107
a)-L'état de la question pour la Provence voisine- Indications paléoclimatiques et afférentes aux systèmes d'érosion	107
b)-L'érosion linéaire dans le Bas-Languedoc au Pontien	108
-Le cas de la proto-Tave	109

-La part des circonstances favorables à l'érosion linéaire	110
c)-L'érosion aréolaire dans le Bas-Languedoc au Pontien	110
-Le cas du Causse de Pompignan	111
-"Surface d'arasion" originale ou simple phénomène de regradation ?	112
V - LES TERRAINS NEOGENES ET LEURS ENSEIGNEMENTS PALEO-	
GEOGRAPHIQUES- LES TERRAINS DU PLIOCENE MARIN	114
A- Les modalités de la transgression	114
B- Les faciès du Pliocène marin en Bas-Languedoc	115
1-Les dépôts plaisanciens	115
a)-Les milieux propices à la sédimentation plaisancienne	115
b)-Les varves-Analyse sédimentologique	115
c)-Enseignements paléoclimatiques des varves plaisanciennes et de leurs pollens	117
2- Les dépôts astiens	119
a)-Le milieu de sédimentation et le choix d'une limite supérieure	119
b)-Etude régionale des gisements	120
-En Languedoc oriental-Faible influence terrignène en provenance de l'arrière-pays.	120
1)-Les sables	120
2)- ¹ es cailloutis	121
-La zone de "silence" couverte par "l'Epe- ron" jurassique du Bas-Languedoc- l'in- fluence prédominante des conditions "océanographiques".....	121

*Apports d'un proto-Hérault vers la basse vallée de ce fleuve et diffusion de mi- néraux de la Montagne Noire en Biterrois...	122
3-Comparaison avec le Roussillon	122
a)-Les couches rutilantes	124
b)-La transgression plaisancienne	125
c)-Le Pliocène lacustre	127
C- Bilan paléogéographique du Pliocène s.s.	128
1-La faiblesse de l'érosion continentale	128
2-L'hypothèse diastrophique	129
3-Erosion linéaire et évolution karstique	130

<u>CHAPITRE DEUX</u> : La structure	133
INTRODUCTION : Le plan de ce chapitre	133
I - PROBLEMES DE CARTOGRAPHIE-LA PLANCHE MORPHO-STRUCTURALE	
AU 1/ 750 000ème :.....	135
A- Une carte des abrupts rocheux- L'érosion différentiel- le révélatrice des structures	135
B- Le réseau des accidents tectoniques cartographiés- Réseau dense et toutefois incomplet	137
1 -Les limites de la lisibilité	137
2 -L'inégale précision des documents géologiques consultés	137
a)-En fonction du terrain étudié	137
b)-En fonction de la date d'élaboration des documents	138
3 -Problèmes de "généralisation"-Indispensables sacrifices	138
4 -Le choix des signes employés	139
C- Des signes superficiels de dislocations profondes - Les épanchements et les projections volcaniques.....	140
D- Traitements cartographiques afférents au socle et à sa couverture post-triasique	142
1- Limitations dans l'indication des structures du socle,notamment sédimentaire	142
2- Problèmes posés par la représentation des struc- tures de la couverture post-triasique	143
II- CARACTERES GENERAUX DU RESEAU STRUCTURAL LANGUEDOCIEN -	
IMPORTANCE MAJEURE ET APPARENCE DISCRETE DU PLISSEMENT PYRENEO-PROVENCAL	144
A-L'orientation des structures plissées dans l'ensemble languedocien	145

B- Le plissement pyrénéo-provençal en Bas-Languedoc - Une chaîne ruinée	145
1-Position des fronts de chevauchement sur des limites d'érosion	145
2-Le compartimentage des structures languedociennes, premier indice de l'influence, en surface, du jeu des panneaux du socle profond	146
3-La fragmentation de la chaîne pyrénéo-provençale....	148
a)-Les effondrements sub-littoraux	148
b)-Effondrements intérieurs articulés sur les dépressions sub-littorales	148
c)-Les fossés isolés	148
4-Alignements significatifs et continuité souterraine-Reconstitution de l'unité de la chaîne pyrénéo-provençale	148
C- Le plissement pyrénéo-provençal.-Une ancienne chaîne réduite à des apparences de plateaux	149
1-Quelques reliefs isolés et vigoureux-Surrection récente ou témoins résiduels ?	149
2-Prédominance des formes lourdes	150
a)-Reliefs structuraux massifs	150
b)-Prédominance des plis nivelés-Contrastes entre l'effacement des topographies et la vigueur des structures	150

III-VARIÉTÉ SOUS-REGIONALE DES TYPES DE STRUCTURES EN BAS-

LANGUEDOC	151
A- Les types méridionaux-Extension des unités allochtones	151

B - Les types du domaine moyen	152
1-Atténuation des phénomènes de déversement	152
2-Horsts jurassiques en terrain crétacé	152
3-Dômes et gouttières	152
4-Les plis réguliers de l'Urgonien	153
C - Types structuraux au contact du Massif Central	153
1-Le style des hautes Garrigues de l'Hérault	153
2-La zone sous-cévenole d'Anduze et d'Alès	154
3-L'interférence entre les plis pyrénéo-provençaux et les influences du socle	154
a)-Le jeu en coulisse des failles de décrochement sub-cévenoles	154
b)-Disharmonie et glissements locaux	156
D - Comparaison avec la structure des Grands Causses.....	157
IV- LES COMPOSANTES DU RESEAU STRUCTURAL LANGUEDOCIEN	158
A - Des facteurs de diversification additionnels.....	158
1 -La lithologie	158
2 -L'intensité du diastrophisme néogène	158
B - Les composantes principales	159
1 -Le plissement pyrénéo-provençal en Bas-Languedoc, essentiellement jeu de la couverture	159
2 -Les réactions du socle profond	159
3 -Relations des failles et des plis	159
a)-L'exemple des failles de Corconne et des Matelles	160
b)-L'exemple des failles transversales de la Montagne d'Alario-La faille de Moux	161
4 -Combinaison des tectoniques du socle et de la couverture	161

5- Chronologie tectonique -Le problème des mouvements récents	162
a)-Renversement de la pente régionale d'ensemble et phénomènes de distension	163
b)-L'exemple de la tectonique provençale au Néogène	163
c)-Jeux des panneaux de socle et réactions de la couverture dans les mouvements récents	164
C - Directions dites "pré-pyrénéennes" et directions dites "alpines". Multiplicité des directions tectoniques anciennement représentées dans le socle	164
CONCLUSION - Les trois domaines structuraux du Bas-Languedoc	167

<u>CHAPITRE TROIS :</u>	Les surfaces d'aplanissement	169
INTRODUCTION à l'étude du modelé		169
1- La morphologie climatique		169
a)-Formes d'érosion diversifiant le relief		169
-Formes ressortissant à des climats chauds - L'exemple des cuvettes d'érosion du granite altéré		169
-Formes ressortissant au froid quaternaire-L'exem- ple des cirques et auges glaciaires-Contraste entre pyrénées et Massif Central		170
b)-Formes d'accumulation-Moraines et terrasses.....		171
c)-Techniques cartographiques-L'opposition dialecti- que entre formes d'érosion et formes d'accumula- tion		172
d)-L'uniformisation du relief par les surfaces d'a- planissement		172
2- Les surfaces d'aplanissement -Etat de la question ...		173
3- La démarche suivie		174
I- LES SURFACES CLASSIQUEMENT RECONNUES		175
A- Les surfaces anciennes bien identifiées		175
1- La surface post-hercynienne		175
a)-Une surface polygénique, ici pré-triasique, là pré-liasique		175
b)-Une surface déformée		176
c)-Extension et localisation		177
d)-Surface post-hercynienne ou topographies dégradées en dérivant ?		177
2- Surfaces crétacées et infra-tertiaires		179
a)-Confusion de la surface de la bauxite et de la surface infra-tertiaire en Bas-Languedoc		179

b)-La surface du Crétacé terminal du Mouthoumet.	180
c)-Extension et localisation de ces surfaces ...	180
3-Caractères généraux de ces surfaces anciennes	181
a)-Exhumation récente	181
b)-Support lithologique résistant	181
c)-Situation tectoniquement privilégiée	181
d)-Un exemple d'évolution appalachienne après exhumation de la surface infra-tertiaire	182
B- Les surfaces montagnardes indéterminées	182
1-Les surfaces sommitales isolées et peu déformées - Plat du Lozère, sommet de l'Aigoual	182
2-Les surfaces montagnardes progressivement gauchies- L'exemple de la Montagne Noire occidentale	183
a)-Facteurs de dégradation relative	183
b)-Topographie à facettes du flanc Sud largement gauchi	184
c)-Contre preuve fournie par le flanc Nord faillé	184
3-Les surfaces montagnardes à la fois gauchies et isolées -Les "Pla" pyrénéens	185
C-Les aplanissements récents bien datés	187
1-Les surfaces néogènes des Pyrénées orientales et des Corbières	187
2-Les aplanissements néogènes du Bas-Languedoc et de l'Ardèche	188
a)-Aplanissements languedociens connus comme néogènes	188
b)-Aplanissement des retombées orientale et occidentale des Gras	188
c)-Les surfaces infra-basaltiques	189
d)-Comparaison avec la Basse-provence- Des surfa- ces pontiennes ?	189

3-Quelques aplanissements datés par le Villafranchien ancien	190
a)-Arguments en faveur d'un aplanissement villafranchien	190
b)-Notion de remploi	192
c)-Localisation des aplanissements villafranchiens dûment datés	193
4-Caractères communs de ces niveaux récents datables- Problème des méplats de même disposition hiérarchique mais dépourvus de formations corrélatives..	194

II- LES GRANDS NIVEAUX LANGUEDOCIENS -MONADNOCKS OLIGOCENES

ET SURFACE "FONDAIMENTALE" OLIGO-MIOCENE	196
A -Les données du problème	196
1-Caractères des principales surfaces d'aplanissement	196
2-Les conditions de leur conservation	198
a)-Lithologie favorable	198
b)-Leurs limites actuelles-Commandées par la structure ou par une reprise d'érosion ?	199
c)-Notion d'étagement local	199
3-Principales interprétations antérieurement proposées	199
a)-Interprétation de H.BAULIG (étagement cyclique) et critique de G.DENIZOT	199
b)-Interprétation de P.GEORGE-Les aplanissements isolés et les surfaces "suspendues".....	200
c)-Interprétation de M.DREYFUSS-La recherche du témoignage géologique	201
4 -Un énoncé plus complet du problème	202

B- Les deux grands aplanissements languedociens	202
1-Leur détermination	202
2-Modalités du passage d'un niveau à l'autre	203
3-Variabilité de leur extension par secteurs	203
a)-Au Nord et à l'Ouest de notre domaine	203
b)-Dans les autres secteurs languedociens	204
4-Des exemples de leurs dispositions réciproques....	204
a)-La surface fondamentale "en couloir" entre les témoins du haut niveau	204
b)-Les hauts monadnocks isolés au-dessus de la surface fondamentale	205
c)-Surface fondamentale dominant une topographie plus ancienne exhumée	206
d)-Un tableau comparatif exprimant les relations des surfaces entre-elles. Variations de leurs distances verticales selon les secteurs	207
C - Problèmes de "calage"	207
1 - La haute surface postérieure au plissement pyrénéo-provençal	208
2 - La basse surface défoncée par les canyons pré-pliocènes	209
III-LA HAUTE SURFACE, EN GROS SANNOSIENNE	209
A - Le contexte paléogéographique	209
1 -Valeur corrélatrice des dépôts de l'Oligocène inférieur	209
2 -Oscillations climatiques propices à l'établissement d'une sorte de plaine d'érosion tropicale....	210
3- Evolutions solidaires du Bas-Languedoc et des Grands Causses	211

4 - Un aplanissement lié à des niveaux de base locaux lacustres	211
B- Les critères d'identification	212
1 - Le démantèlement partiel des couches sannoisien- nes	212
2 - Nivellement des dislocations pyrénéo-provençales sans réduction des talus issus de la crise stampo- aquitanaienne	213
3 - Position hiérarchique d'un haut aplanissement ...	214
4 - Niveaux équivalents sur les marges du Bas- Languedoc	215
C- Evolution de l'aplanissement sannoisien	215
1 - Les effets de la crise stampo-aquitanaienne - Fragmentation, dénivellations et retouches appor- tées à la haute surface	215
a)-Localisation des témoins résiduels de la hau- te surface	217
b)-Reliefs résiduels et réseau hydrographique...	218
c)-L'attaque des reliefs résiduels par leurs marges	218
2 - L'évolution de la surface des monadnocks-Importan- ce des processus karstiques	220
a)-Problèmes d'immunité karstique	220
-Monadnocks étroits au karst souterrain sans ampleur	220
-Topographies résiduelles plus vastes et plus intensément taraudées	220
b)-L'usure karstique de la haute surface	222
-Signification biostasique de la terra rossa.	222
-Concentration des écoulements superficiels- Vers la création de dépressions fermées.....	224
-Oscillations climatiques et alternances des évolutions karstiques et des phases de pe- dimentation	224

c)-Regradation et dégradation karstiques.....	225
-L'enseignement des coupoles et cuvettes caussenardes	226
-L'influence lithologique-La dolomie	228
3 - L'évolution de la surface des monadnocks -Rôle des vallées aujourd'hui asséchées	228
a)-Vallées sèches à longs versants en glacis, témoins d'une phase rhexistasique	229
b)-Le modelé du fond du thalweg des vallées sèches-Des organismes juvéniles	230
c)-Les gorges de raccordement de bordure des massifs	231
4 - Justification climatique des retouches subies par la haute surface	232
B - Bilan des retouches de la haute surface	234
1- Monadnocks exigus regradés -Le Taurac	234
2- Amples reliefs résiduels et évolution de type appalachien -Les reliefs différentiels en voie de "révélation"	234
3- Vers la création d'une nouvelle surface aux dé- pens de la topographie sannoisienne- Nivellement des failles oligocènes	236
IV -LA SURFACE "FONDAMENTALE" DU BAS-LANGUEDOC, DERIVEE DE LA PRECEDENTE	238
A - Ses caractères	238
-Les données du problème	238
B - Les types d'évolution de la surface fondamentale ...	239
1- Les topographies fossilisées par la molasse	239
a)-Topographies différenciées fossilisées par la molasse	239
-Par le Burdigalien	239
-Par le Vindobonien	240

-Le cas des miroirs de faille fossilisés ...	240
b)-Les topographies aplanies fossilisées par la molasse	240
c)-Inefficacité de l'abrasion marine au cours de l'ingression	242
d)-Remaniement des paléosols et régolithes ...	243
e)-Faiblesse des retouches ayant précédé la fossilisation	244
2- Topographies ayant évolué hors du voile molassique fossilisateur	245
a)-Le sens de cette évolution-Quelques critères d'identification	245
b)-Unité et gauchissement de la surface fondamentale	247
c)-Degré d'influence du diastrophisme récent et notamment pontien sur l'évolution des topographies aplanies	248
d)-Comparaison avec les régions voisines, notamment la Provence	249
3- Le problème de la surface "d'abrasion" pontienne..	249
a)-Sa réalité	250
b)-Une inconnue: l'universalité de son extension	250
c)-Notre hypothèse: un simple épisode de regradation	250
B -Diversité sous-régionale des retouches néogènes	253
1 -La surface infra-miocène exhumée, à peine regradée (avant d'éventuelles dégradations).....	253
a)-L'Uzègeois oriental	253
b)-Formes appalachiennes sculptées aux dépens de la surface fondamentale	254
c)-Replats exhumés incorporés à la surface fondamentale et relief micro-appalachien.....	255
d)-Bilan concernant les formes appalachiennes.	256

-Le facteur lithologique	256
-Durée d'application des processus de l'érosion différentielle	257
-Rôles respectifs de l'érosion linéaire et de l'érosion aréolaire	257
2 - La zone flexurée au contact plaine/Garrigue - Importance des regradations pontienne et villafranchienne	258
a)- Fragments de la surface infra-miocène exhumée et isolée	258
b)- Réalité et faiblesse des retouches néogènes et villafranchiennes -Notion de remploi...	259
c)- Autres exemples comparables de remploi....	260
- Le Sud de la Montagne Noire orientale...	260
- Les Corbières orientales	261
3 -Le cas de "l'Eperon jurassique"-Niveaux étagés.	264
a)-L'étagement des replats néogènes et villafranchiens sous la surface fondamentale ...	264
b)-Conditions climatiques nécessaires à une telle évolution	265
c)-Référence aux Grands Causses pour comparaison	265
d)-Rôle des surfaces sub-structurales dans les Grands Causses	266
4 - L'évolution de la surface fondamentale nivelant le socle du Massif Central	266
D - Conclusion relative à la surface fondamentale	269
1 -L'unité d'évolution de l'ensemble du Sud-Est français	270
2 -Potentiel érosif induit par les déformations récentes et nuances dans l'évolution de la surface fondamentale	270

3-Diastrophisme et oscillations climatiques.....	271
4-Biostasie/ rhexistasie- Un certain polygénisme..	272
V - LE RESEAU HYDROGRAPHIQUE	277
A - Un réseau conséquent par rapport au système de pen- tes régional néogène déformant la surface fondamen- tale	277
B - Indifférence des drains à l'endroit des structures mises en place avant l'aplanissement fondamental...	278
1 -Inadaptation d'ensemble	278
2 -Eventuelles adaptations de détail	278
3 -La surimposition, phénomène général.....	279
a)-A partir de la surface fondamentale	279
b)-A travers le voile molassique	279
4 -Cas d'antécédence localisés	279
C - Les défluviations	280
D - Le creusement des vallées et la fixation des cours.	281
1 -Les premiers courants décelables mais impossi- bles à cartographier rigoureusement	281
2 -Epanages et lits fluviaux	282
3 -Les canyons pré-astiens-L'exemple de la Tave:	283
4 -La dissection plio-quaternaire	284
5 -Un type de réseau complexe:la Mosson	285

<u>CHAPITRE QUATRE</u> : Phénomènes karstiques	287
L'énoncé des problèmes :.....	287
1-L'importance du karst languedocien	287
2-Les caractères du karst languedocien	289
a)-Existence de 5 "masses karstiques".....	290
b)-Formes de surface discrètes et karst scoter- rain évolué	290
c)-Traces d'anciennes karstifications et signes de jeunesse	292
d)-Un karst récent et néanmoins sous-adapté....	295
3-Les objectifs de ce chapitre	296
I -LES 5 "MASSES KARSTIQUES".....	297
A -La première masse: les calcaires paléozoïques	297
I -Montagne Noire orientale et région du Vigan.....	297
2 -Mouthoumet	298
B -La 2ème masse:les calcaires liasiques et leur plancher marneux	298
I -Le Trias gréseux à ciment carbonaté	298
2 -Le Trias gypso-salin hypersoluble	299
3 -Le Trias marneux	300
4 -Les calcaires du Lias inférieur- Le karst des Avant-CausseS	301
C -La 3ème masse: les dolomies du Dogger et leur plancher marneux	302
I- Le plancher marneux du Lias supérieur	302
2- Les formations perméables du Dogger	302
a)-Le Bajocien	302
b)-Le Bathonien	303

3 - Aptitudes hydrologiques particulières des dolomies	303
D - La 4ème masse et son plancher fissuré-Les grands niveaux du Jurassique élevé	305
1 - Les couches faibles du Callovien et de l'Argovien	305
2 - Les niveaux fortement karstifiés du Jurassique supérieur	307
a)-Pays montpelliérain	308
b)-Grands Causses	309
c)-Domaine pré-pyrénéen l.s.....	309
E - La 5ème masse: l'Urgonien et son plancher imperméable du Crétacé inférieur	310
1 - Les couches marneuses du Crétacé inférieur....	310
2 - Le Barrémien à faciès urgonien	311
3 - L'Urigo-Aptien du domaine pré-pyrénéen	313
F - Autres calcaires karstifiables,notamment tertiaires, d'affleurements exigus	314
G - Aptitudes karstiques selon les faciès	315
1 - Les marno-calcaires	316
2 - Les calcaires dolomitiques	317
3 - Les calcaires purs et cohérents	318
II- LES FORMES SUPERFICIELLES DU KARST	318
- Les lapiés	319
A - Leurs types	320
I - Types élémentaires de lapiés nus et ouverts...	320
a)-Selon l'agent d'agression : les modes de ruissellement -Rillenkarren et Rinnenkarren	320

b)-Le facteur dimensionnel	322
-Wandkarren	322
-MHanderkarren ou coalescence de Kamenitza ?	322
c)-L'influence des diaclases:Kluftkarren ...	323
2- Types de lapiés couverts et fermés	324
a)-Problèmes de localisation	324
b)-Les influences bio-climatiques	325
-Cupules et vasques	325
-Kamenitza et tubulures	325
-Un cas particulier : Kavernosenkarren dolomitiques	326
c)-Relations entre les lapiés nus et les lapiés couverts	326
3-Le degré d'évolution des formes-l'influence de la durée	327
a)-Spitzkarren et orgues géologiques	327
b)-Les types composites	328
4-Le facteur lithologique	328
B - Quelques exemples de lapiés géants	329
1-Sauve	329
2-Païolive	329
3-Causse de Pompignan	330
4-Grands lapiés dolomitiques:Mourèze et Montpellier- le-Vieux	330
5-Grands lapiés dolomitiques: les Rives	331
6-Lapiés dolomitiques et lapiés calcaires-Le rôle décisif de l'héritage tectonique	333
C - Les agents perturbateurs du développement des lapiés	335

1- Les embruns et les lapiés littoraux	335
2- Le vent et les lapiés littoraux	336
3- Le principal agent perturbateur: le gel- les clapiers et tables de lapiés	337
D - Rôle morphologique des lapiés	338
1- Détails rares et formes fréquentes	338
2- Lapiés et regradation	339
3- Lapiés et infiltration	340
- DOLINES ET AVENS	341
A - Inégale répartition régionale des dolines	341
1- Dans les basses Garrigues	341
2- Dans les hautes Garrigues	342
3- Dans les Grands Causses	342
B - Facteurs favorables, sites et types de Garrigues	343
1- Facteurs relatifs au support carbonaté	343
a)-Influence de la lithologie :	
- Les calcaires lités: dolines mal venues et dolines à dissymétrie structurale	343
- Les calcaires dolomitiques :dolines ruini- formes à fond partiellement rocheux	344
- Les calcaires purs et massifs : dolines bien caractérisées	345
b)-Rôle du degré de fissuration du calcaire -	
- l'exemple du massif des Rochers	346
c)-L'influence de la position topographique.....	348
2- Facteurs relatifs à l'alimentation en eau	349
a)-Concentration préalable des écoulements	349

b)-Un cadre méso ou micro-climatique humide - La neige :les dolines à dissymétrie clima- tique	349
c)-L'appel du niveau de base karstique	350
d)-La terre de causse et l'effet de "panse- ment humide"	350
5 - Deux milieux languedociens inégalement favora- bles aux dolines	351
a) - Milieu favorable des hautes Garrigues....	351
b) - Milieu défavorable des basses Garrigues..	353
c) - Quelques exceptions qui confirment la règle: Creux de Mièges, Grand Levat, Combe Redonde	354
C - Le problème de l'âge des dolines	356
1 - Durée d'évolution et vitesse d'application des processus	356
2 - Petites formes récentes et grandes formes anciennes	357
3 - Les dolines "estompées" sont-elles très an- ciennes ou infantiles ?	358
D - Les types génétiques représentés en Bas-Languedoc ...	359
1 - Cuvettes de corrosion à faible creux et sans bords nets	360
2 - Type en baquet,à corrosion latérale prédo- minante	360
3 - Types à corrosion verticale prédominante : Dolines en entonnoir et puits d'effondrement.	361
4 - Rôle morphologique des dolines; dégradation de la surface des plateaux et concentration des eaux infiltrées-problème de leurs relations avec les avens	362

E - Les avens	363
I - Variété cutanée	363
2 - Type tectonique	364
3 - Type d'effondrement	364
4 - Fonctions hydrologiques de certains avens :	
ponors, estavelles	365
- LES POLJES :	367
Le problème des poljés languedociens	367
-Critères topographique et agricole, critère mor-	
phologique	368
-Plan d'étude proposé	368
A - Quelques exemples bien caractérisés	369
I - Les poljés de St-Maurice-la-Claire et de	
Rogues	369
a)-Eléments de diagnose:critère topographique	
banal	369
b)-Critères structuraux et tectoniques	371
- des poljés en position anticlinale.....	371
- des poljés tectoniques de forme allongée,	
orientés par des failles drainantes	371
c)-Les bordures:embayments et cônes d'évolution	
vers le poljé d'érosion	372
d)-Les formations superficielles recueillies	
sur le plancher:un type de fluvio-poljé.....	373
e)-Critères hydrologiques	379
f)-Une évolution polygénique	380
-Rôle prédominant des eaux superficielles	
drainées vers le poljé	381

-Sa faible activité actuelle	301
2 -L'exemple à peine différent de la Bergerie du Coulet	381
B -Le phénomène de l'inondation temporaire	383
1-Par extravasement	384
2-Par engorgement	385
3-L'engorgement, processus dominant	386
4-Le rôle morphologique de ces phénomènes d'inon- dation	387
C - Autres poljés caussewards et languedociens	388
1- Leur localisation	388
a)-Leur classification par référence à la struc- ture	388
- En position synclinale	388
- En position anticlinale	389
-Développés à partir d'accidents cassants.....	390
b)-Agrandissement et coalescence des formes- De l'ouvala au poljé	390
c)-Poljés désorganisant des vallées sèches	391
2 -Les formations superficielles des poljés causse- wards et languedociens	393
a)-Composition, âge et texture	394
b)-Diverses reliques détritiques incorporées à la <u>terra rossa</u> du Bas-Languedoc	397
c)-Mélange de <u>terra rossa</u> et de gélifracis	397
d)-Mélange de <u>terra rossa</u> , de sable magnésien et de matière organique	398
3 - Les types de poljés élémentaires languedociens	399

a)-Les "plaines" des Garrigues et des Causses ; fluviaux-poljés plus ou moins infantiles...	399
b)-Les "Cuvettes".....	400
c)-Un exemple de poljé de contact	402
D- Rôle des poljés dans l'évolution morphologique	403
1-Leur contribution à la dégradation des surfaces d'aplanissement	403
2-Leurs relations avec le karst souterrain	404
a)-En cas d'extravasement	405
b)-En cas d'effondrement	406
c)-Par l'abaissement de l'altitude des ponors.	406
3-Dissociation des évolutions respectives du karst superficiel et du karst souterrain	407
a)-L'exemple des bondons	408
b)-Problème des relations entre les niveaux de grottes et les "crans" d'enfoncement des canyons	409
III - LE KARST SOUTERRAIN	410
Le problème de son intégration à l'évolution mor- phologique de la région	410
A - Intensité de la karstification souterraine-L'indice de karstification	411
1- Pour les calcaires mésozoïques des Grands Causses	412
2- Pour les calcaires mésozoïques des Garrigues ...	413
3- Pour les calcaires paléozoïques	413
4- Interprétation des indices de karstification- Héritage des effets des crises tectoniques cumulées	413

B - Les types de drains	414
1 - Les grands drains: l'exemple de la Fontaine de Nîmes	414
a) - Voûtes mouillantes	414
b) - Type vadose	415
c) - Corrosion et érosion mécanique	415
2 - Les réseaux de fissures peu évoluées - Importance de l'observation indirecte	416
C - La zonalité verticale dans le karst languedocien .	417
1 - La zone "fossile" des spéléologues, karstiquement régressive	417
a) - Distinction des grottes "fossiles" et des cavités cutanées	417
b) - Karst "mort" ou médiocrement fonctionnel ?	418
c) - Effondrements et comblements	419
2 - La zone "profonde" noyée et les enseignements des exurgences pérennes	420
a) - Sa réalité en pays languedocien	420
b) - Caractères des eaux de la zone noyée	421
c) - Un comportement de nappe	422
3 - La zone dite "amphibie" et les enseignements des exurgences temporaires	424
a) - Son développement vertical spatialement variable	424
b) - Les émergences temporaires	424
- Impénétrables	424
- Pénétrables	425
c) - Des rythmes d'activité très dissemblables - La notion de sous-adaptation climatique...	425

D -Les types de niveaux de base karstiques 426

1-Massifs calcaires au niveau de base karstique à substratum imperméable haut perché au-dessus du niveau de base local épigée	426
a)-Conditions d'existence de ce type	426
b)-Sa répartition	427
-Dans les Grands Causses	427
-Dans les Garrigues et les Corbières orientales	427
c)-Hautes émergences à faibles réserves.....	429
-Réseaux évolués	429
-Réseaux peu évolués	429
-Cas des nappes perchées de la dolomie....	430

2-Massifs calcaires dans l'ensemble peu fissurés mais puissants où le substratum imperméable se trouve situé au-dessous du plan d'eau des vallées épigées	431
a)-Fissures du voisinage des canyons	431
b)-Surrection récente et fissuration	432
c)-La nappe karstique équilibrée par les rivières épigées	432
-Type à écoulement temporaire	433
-Sous-écoulement épisodique dans la nappe alluviale	433
-Type à écoulement pérenne	433
-Galeries élevées fonctionnant en trop plein	434

3-Massifs calcaires très fissurés dans toute leur extension dont le substratum imperméable est situé au-dessous du niveau des vallées de surface	434
---	-----

a)-Localisation préférentielle en zone fortement tectonisée-notamment le complexe chevauchant languedocien	435
b)-Deux exemples de circulations karstiques in- dépendantes et superposées	435
-Le Causse de Pompignan-Hortus	435
-Le massif de la Gardiole	437
c)-L'entaille récente des vallées fonctionnelles	437
E - Problèmes d'hydro-géologie	438
1- Contact des massifs karstiques avec les terrains encadrants	438
a)-Les Karsts mésozoïques barrés	438
b)-Les sources vauclusiennes	438
c)-Types variés de contact-Passage aux nappes captives de l'aval-pays	439
2-Réserves des massifs calcaires tectoniquement ou épirogéniquement abaissés-Les enseignements des sondages	440
3- Mise en équilibre des eaux karstiques avec les nappes lagunaires et les eaux marines	441
4- Comportement de la nappe karstique	442
a)Surface d'équilibre	442
b)-Difffluence karstique	443
5- Problème de l'âge du karst hypogée	444
1-Existence de phases de karstification anciennes..	444
a)-Le karst de la bauxite	445
b)-Le karst paléogène-Les phosphorites	445
2-Surfaces d'aplanissement et karst souterrain.....	446

3-Les enseignements des percées hydro-	
géologiques	448
a)-Percées guidées par la structure	448
b)-Percées commandées par les coupures d'érosion	449
c)-L'influence de la pente régionale induite par	
le diastrophisme plio-quaternaire	450
d)-Un karst souterrain plio-quaternaire	451
-Références climatiques	451
-Justification diastrophique des trois types	
de niveaux de base karstiques	452
-Justification des karsts noyés par la mer...	454

CHAPITRE CINQ - Le modelé quaternaire, formes et dépôts..	457
I - <u>LE PROBLEME DE LA LIMITE DU PLOCENE ET DU QUATERNAIRE</u>	
-Le Quaternaire ancien	457
-Un repère commode:les couches à <u>Potamides</u>	
<u>Basteroti</u>	457
-Intérêt paléogéographique de la "coupure"choisie.	459
-Valeur démonstrative des gisements des environs	
de Montpellier et de Lunel	460
A- <u>Le cône de la Mosson et la base du Villafranchien</u>	
ancien l.s.	460
I- <u>Niveaux à Potamides Basteroti et variations de la</u>	
ligne de rivage	460
2-Un niveau de régime biochimique,les premiers dé-	
pôts d'argiles à montmorillonite	461
3-Les niveaux grossièrement détritiques	462
a)-Les signes d'une crise glyptogénique	463
b)-L'origine de leurs matériaux	463
4 -Autres gisements à peu près synchrones(Bou-	
zigues,Balaruc,Villeneuve-lès-Maguelone,Vérargues,	
la Costière de Générac)	464
B - <u>L'évolution des faciès du Villafranchien ancien</u>	466
1-Le deuxième niveau d'argiles à Montmorillonite...	466
2-Les couches riches en carbonates	467
3-Signification climatique de ce "cycle" sédimentai-	
re:apparition d'une nuance aride	468
C - <u>Les cailloutis siliceux villafranchiens classiques</u> ..	468
1-Leur position ravinante à Vendargues et à Lunel-	
Viel	468

2-Les cailloutis de Costière	469
a)-Les quatre "stocks" les composants: local, cévenol, durancien, rhodanien	469
b)-Leur répartition	470
D - <u>Bilan des enseignements concernant le Quaternaire</u> <u>ancien</u>	471
1 - <u>Stratigraphiques</u>	471
2 - <u>Paléogéographiques</u>	472
a)-Le Villafranchien ancien (Donau?)	472
-Paléopédologie "tropicale"	472
-Actions fluviatiles "latérales"	474
-Les défluviations au contact plaine-Garrigues, leurs significations climatiques et diastro- phiques	475
-Mobilité probable du domaine montagnard	476
b)-Le Villafranchien récent (Günz?)	476
-Exemple en Costière	476
-Une oscillation froide	477
-Paléopédologie "méditerranéenne"	477
-Autres exemples régionaux	477
3 - <u>Les traits communs des formes et formations du</u> <u>Quaternaire ancien</u>	478

II - <u>FORMES ET FORMATIONS REMARQUABLES DU QUATERNAIRE MOYEN</u> <u>ET RECENT CONTINENTAL</u>	479
- Les caractères communs des reliques du Quaternaire moyen et récent: Mindel, Riss, Würm	479
A - <u>Les glacis</u>	479
1- <u>Un vocable compréhensif et descriptif</u>	479
a)-Glacis- cônes	480
b)-Glacis de piedmont et de versant	481
c)-La couverture de débris des glacis	481

2- <u>Vers la définition de types glaciologiques</u>	482
a)-Les glaciers faiblement pavés, formes d'érosion	482
b)-Les glaciers à couverture mince, formes de transport et d'érosion	483
-Problème de granulométrie relatif à la couverture	483
1)-Influence lithologique	483
2)-Rôle de la durée et des paléoclimats...	484
-Regradation terminale, postérieure à la mise en place de la couverture.....	484
-Tendance à l'évolution polygénique des glaciers barrés- L'exposition du substrat.....	485
-Perméabilité de la couverture	485
-"Palets" et matrice fine-Réalimentation en calcaire de cette dernière	486
c)-Les glaciers de remblaiement-Leur localisation	488
3- <u>Les processus responsables des glaciers</u>	489
a)-Des formes exclusives de l'érosion linéaire.	489
-Fondamentalement inactuelles	489
-Certains glaciers demeurent-ils faiblement fonctionnels ?	491
b)-Rôle de la couverture dans l'élaboration du modelé des glaciers	492
-Mise en place distincte de l'aplanissement terminal au niveau des processus	492
-Possibilité d'un double front d'attaque :	
1)-de la couverture,	
2)-du substrat	493

c)-Nécessité de l'existence d'un changement de pente, préalable au modelé des glaciers	494
-Rôle de la lithologie (glacis de versants) et de la structure (opposition des glacis de front et de revers).....	494
-Rôle des dénivellations héritées d'origine tectonique (glacis de piedmont).....	495
-Rôle de la tendance néo-tectonique locale-ampleur du perchement des glacis successifs	496
B - <u>Les terrasses</u>	497
Le glacis -terrasse - La définition climatique des terrasses languedociennes	497
1- <u>Généralité du type étagé</u>	498
a)-Récurrence dans les variations du rapport charge-débit	498
b)-Succession de lits de plus en plus étroits dans des vallées de plus en plus creusées, notamment après le Mindel	500
c)-La nature de la charge alluviale et ses variations	501
2- <u>Profils transversaux des terrasses et des vallées</u>	502
a)-Facteurs hydrodynamiques	502
b)-Facteurs lithologiques	502
c)-Polygénisme induit par la faiblesse de l'étagement	504
3- <u>Gorges et bassins de Garrigues</u>	505
a)-Creusement des bassins par étapes	505
b)-Les gorges et la genèse des "terrasses rocheuses"	506

C - <u>Problèmes de datation des terrasses et des glacis ..</u>	507
I - <u>Quelques datations sûres mais spatialement limitées</u>	507
a)-Données de l'archéologie	507
b)-Le magnétisme rémanent des terrains volcaniques	508
2- <u>Une méthode généralisable d'emploi délicat : analyses morphologique et pédologique combinées</u>	510
a)-L'exemple de Maraussan (vallée de l'Orb)....	510
b)-Difficultés d'utilisation du critère morphologique	512
c)-Difficulté d'utilisation du critère pédologique	512
-La signification climatique de la série de Maraussan	512
-Les effets de la troncature des horizons supérieurs des paléosols- Les enseignements du piedmont de Mauguio	515
-Influence de la roche-mère sur le degré apparent de l'évolution des profils	515
-Facteurs perturbant l'évolution pédologique: fossilisation et hydromorphie	516
3 - <u>L'importance des "héritages" dans les formations quaternaires :</u>	518
a)-L'exemple de la carrière de Grabels	519
b)-Types de dépôts pédochromes	520
-Les dépôts caillouteux des glacis-cônes et glacis de piedmont (Gardiole, Aniane).....	521
-Les limons loessiques (Lédenon, Collias)....	522

-Les colluvions fines (Blancardy-Est du bassin de Ganges, Manguio).....	523
1)-Colluvionnement anthropique et colluvionnement géologique	524
2)-Les colluvions pédochromes, en tant que roches-mères affectées de nouvelles pédogenèses (Manguio).....	526
c)-Dépôts pédochromes et déphasages chronologiques	526
-Production de débris et transport	527
-Pédogenèse et accumulation	528
-Défaut de synchronisme strict entre les différents types de dépôts recensés	529
1)-Eboulis périglaciaires	529
2)-Matériaux des terrasses	530
3)-Dépôts pédochromes caillouteux....	531
4)-Dépôts pédochromes: le cas des colluvions fines	532
d)-Evolutions polyphasées et formes d'accumulation polygéniques	533
- Le cône des Pierres, près de Mireval...	534
- La carrière de Frontignan	535
D - <u>Des formes d'érosion polygéniques : les types régionaux de versants au-dessus des terrasses et des glacis</u>	538
I- <u>Les versants structuraux</u>	538
a)-Les conditions de leur mise en valeur	538
-Conditions lithologiques	538
-Conditions stratigraphiques	539
-Conditions glyptogéniques	540

b)-Le cas des <u>surplombs</u> "en abris sous roche"	540
c)-Corniches en roches peu gélives	542
d)-Vires et replats- des portions de versant barrées et réglées	542
2- <u>Les grands versants concaves</u>	543
a)-L'exemple de l'Hortus	543
b)-Ses enseignements	545
3- <u>Cas remarquables de versants convexo-concaves</u> <u>mais à longue portion rectiligne</u>	546
a)-Leur position par rapport au thalweg (flancs de vallées abrupt) et à la structure (cuesta sans corniche appa- rente)	546
b)-Conditions lithologiques favorables	548
c)-Comparaison avec les pentes dites "de Kichter"	548
E - <u>Les paléoclimats du Pléistocène languedocien</u>	550
1- <u>L'ambiguïté des formes et formations quaternaires</u> <u>languedociennes</u>	550
a)-Oscillations thermiques ou variations de l'humidité	550
b)-La terminologie alpine appliquée au Bas- Languedoc	553
c)-Evolution des conceptions concernant le Bas-Languedoc, en matière de paléoclimats pléistocènes	554
-Le Bas-Languedoc annexé au domaine des processus périglaciaires	554

-L'identification partielle aux "pluviaux" et "interpluviaux" Nord-africains et singulièrement marocains....	555
-Nouvelles conceptions "marocaines": notion de différenciation mésoclimatique	558
2- <u>L'enseignement des grottes fouillées</u>	560
a)-Méthode d'analyse des dépôts des grottes	560
-Rôle perturbateur des êtres vivants.....	560
-Mise en évidence des effets morphoclimatiques	561
(1)- Le froid	562
...Effets généraux	562
...Froid sec	563
...Froid à tendance humide	564
(2)-L'humidité	565
(3)-Les températures moyennes ou élevées	566
...Effets généraux	566
...Tendance aride	567
...Chaleur humide	568
-Modifications des influences climatiques par les particularités du milieu souterrain	569
b)-Bilan climatique du Quaternaire moyen et récent d'après l'enseignement des grottes fouillées	571
-Au niveau des grandes divisions chronologiques(glaciaires/interglaciaires, stades /interstades).....	571
-Singularité de chaque stade ou interstade	573

-Au niveau des petites divisions chronologiques (phases, interphases, sous-phases).....	573
-Milieu hypogée et milieu superficiel - Rythmes thermiques et oscillations de l'hygrométrie	575
3.-L'enseignement de la zoo-paléontologie -Plasticité dans l'adaptation des espèces au milieu	576
4.-L'enseignement de la macro-et de la micro-phyto paléontologie.....	580
a)-Genres et espèces	580
-Dessin général de l'évolution	580
-Etapas de l'évolution	581
1)-Du Quaternaire ancien au Rissien	581
2)-Le Würmien	582
-Signification de l'évolution	583
1)-Genres et espèces réputés "froids".....	583
2)-Genres et espèces réputés "chauds"	583
b)-Associations physiologiques	585
-Résistance de l'association du Chêne vert.	585
-Influence des méthodes d'investigation sur les reconstitutions physiologiques	585
-Les paysages végétaux du Würmien II de l'Hortus	587
-Les paysages naturels avant l'intervention de l'Homme néolithique	588
c)-Bilan :	
-De la forêt plus ou moins claire à la steppe plus ou moins arborée	589
-Notions de seuil de recouvrement et de crises	589
-Mosaïquage zonal et diversification mésoclimatique	590

III -	<u>ESSAI DE DIVERSIFICATION MESO-CLIMATIQUE DES FORMES ET FORMATIONS DU QUATERNAIRE CONTINENTAL LANGUEDOCIEN :</u>	591
A-	<u>La montagne</u>	591
1)-	<u>Les terres de socle du Massif Central: la Margeride</u>	591
a)-	Les vallées	592
b)-	Les interfluves	593
c)-	Le problème des arènes	594
	-Age de leur formation	596
2)-	<u>Les terres de socle du Massif Central: le cas des Cévennes</u>	598
3)-	<u>La montagne mésozoïque : les Grands Causses</u>	598
a)-	Les vallées	598
	-Les terrasses	598
	-Les formations de pente: sistres et grèzes	598
b)-	Les plateaux	600
B-	<u>Le Bas-Languedoc méditerranéen - Contrastes Ouest-Est</u>	601
C-	<u>Le domaine sub-littoral languedocien : Influences mésoclimatiques ou diastrophiques ?</u>	603
IV-	<u>LE QUATERNAIRE MARIN DU BAS-LANGUEDOC</u>	607
A-	<u>La plongée des terrasses climatiques sous le Flandrien et les dépôts holocènes fluviatiles</u> :	607
B-	<u>Difficultés de l'étude des anciens rivages languedociens</u>	608
1)-	Dépôts transgressifs et régressifs	609

2)- Recours à la paléontologie-le milieu lagunaire.	611
a)-Les fossiles directeurs au niveau des espèces	612
b)-Les fossiles directeurs au niveau des ensembles écologiques	612
c)-dynamisme transgressif	612
C- <u>Les niveaux identifiés</u>	613
1)- <u>L'Eutyrrhénien</u>	613
2)- <u>Le Néotyrrhénien</u>	614
a)-Gisements typiques	614
b)-Problème de la lumachelle du Temple de Vénus à Vendres	615
c)-Problème du rivage semi-fossilisé de la plaine de Mauguio (Mas Alban, Cabanes de Forton, Tartuguière).....	615
3)- <u>Les rivages antérieurs à l'Eutyrrhénien</u>	616
a)-Paléotyrrhénien	616
b)-Sicilien	617
c)-Calabrien	618
4)- <u>Bilan</u>	619
a)-Interstratification de dépôts marins et continentaux	619
b)-Inégale déformation des anciens rivages d'Ouest en Est	620
IV- <u>PROBLEMES DE NEOTECTONIQUE</u>	620
A- <u>Position historique du problème</u>	620
B- <u>La Costière : crise fini-pliocène /début quaternaire..</u>	621

1)- <u>L'anticlinal de la Costière de G��n��rac</u>	621
2)- <u>La faille d'Aigue -Vive Captive et ses répliques</u>	622
C- <u>Elargissement de la notion néotectonique à l'ensem- ble languedocien</u>	623
1)- <u>Diastrophisme et érosion durant le Quaternaire</u>	623
a)- <u>Erosion verticale et différentielle - Erosion karstique</u>	623
b)- <u>Mobilité et aires d'accumulation des cail- loutis</u>	624
c)- <u>Regradation des basses surfaces</u>	626
2)- <u>Néotectonique en Roussillon, Corbières et Bas-Languedoc occidental-Les défluviations des pays de l'Aude</u>	626
3)- <u>Rythmes et axes de la néotectonique languedocien- ne</u>	627
a)- <u>L'importance du Quaternaire ancien - Moindres certitudes (sauf locales) concernant le Quaternaire moyen et récent</u>	627
b)- <u>Les axes de déformations néotectoniques....</u>	628
-La flexure sub-littorale et les facteurs de la mobilité de la ligne de rivage.....	629
1)- <u>Influence du glacio-eustatisme.....</u>	630
2)- <u>Isostasie d'origine glyptogénique et bombements continentaux</u>	631
3)- <u>Rôle décisif de la néotectonique à l'échelle sectorielle</u>	632
- <u>Enseignements tirés de la hiérarchisation des niveaux</u>	633

1-Secteurs à niveaux nettement étagés -soulèvement modéré:le type de "l'Epéron jurassique".....	633
2-Secteurs à niveaux faiblement et mal hiérarchisés:le type de la plaine de Mauguio	636
-Les failles radiales:le type de la basse vallée de l'Hérault	637
-Le grand accident sécant correspondant en profondeur à la faille-flexure de Nîmes	639
c)-Néotectonique et glyptogénèse en relation avec le compartimentage du relief languedocien	640

<u>CHAPITRE SIX: Les aspects sous-régionaux-Principes d'une</u>	
division régionale-Le pays montpelliérain....	641
Introduction :	644
1- <u>Etude d'ensemble et aspects régionaux</u>	644
2- <u>Critères et facteurs d'une division morphologique de</u>	
<u>caractère sous-régional en Bas-Languedoc</u>	647
- Disposition des axes du drainage concentré.....	648
- Nuances mésoclimatiques régionales	649
- Facteur lithologique	650
- Les structures	651
3 - Le plan de cette étude régionale	654
 <u>I - LES PLAINES ET LES BASSES GARRIGUES DU PAYS MONTEP-</u>	
<u>ELLIERAIN</u>	655
A- <u>Limites et caractères généraux:</u>	655
1)- <u>Les limites</u>	655
2)- <u>Les caractères généraux</u>	656
a)-les reliefs saillants	656
b)-les topographies planes	657
c)-Canyons et types karstiques	658
d)-Plaines et bassins de Garrigues	659
(1)-Trois classes dimensionnelles	660
-Les creux les plus exigus	660
-Une classe moyenne	660
-Les grandes dépressions	660
(II)-L'aération du relief	661

(III)-Critères lithologiques et structuraux..	61
-Prédominance du matériau marneux	661
-Type structural	663
-La Combe de Murviel	663
--Fossés-synclinaux	663
---Les failles	663
----Les bassins synclinaux	664
-----La sculpture différentielle	665
-----Les versants	666
B- <u>Le "pli" de Montpellier et son environnement</u>	668
-Aspects à l'Est de la Cluse de la Mosson	668
-Aspects à l'Ouest de la Cluse de la Mosson	669
1- <u>Les caractères lithologiques:</u>	670
a)-Marnes du Lias supérieur	670
b)-Calcaires et marno-calcaires du Jurassique moyen et supérieur	670
c)-Les faciès dolomitiques	671
2- <u>Structure du "pli" de Montpellier:</u>	671
a)- la zone axiale	675
-Des ensellements	676
-Les culminations	677
(1)-A l'Ouest de la faille de St-Paul Fertalières	677
(II)-A l'Est de la faille de St-Paul Fertalières et à l'Ouest de la dépres- sion de Murviel-lès-Montpellier	678
(III)-La "Combe" de Murviel	681
-Accidents inverses du type che- vauchant	681
-Accidents normaux	681
(IV) -La zone axiale à l'Est de l'enselle- ment aquitanien	685

b)-Le flanc septentrional du "pli" de Montpellier	686
(I)-La zone frontale du "pli" de Montpellier au Sud-Ouest du château d'Aumelas (ou Castellas).....	687
(II)-La zone frontale du "pli" de Montpellier à l'Est du Castellàs et jusqu'à la faille de St-Paul-Fertalières	688
-Le flanc inverse du "pli"	689
--Les figures structurales créées dans l'avant-pays	689
-Le sous-secteur occidental	689
--Le sous-secteur oriental	691
(III)-La zone frontale du "pli" de Montpellier à l'Est de l'accident de St-Paul-Fertaliè- res et jusqu'à la Lande de la Soucarède (Ouest de Grabels)	693
- L'accident de St-Paul-Fertalières...	693
- Mont Long, Garrigues de la Tour, Mas Dieu	694
- L'écaille de la Garrigue de Tamareau et le front du "pli".....	695
(IV)-La zone frontale du "pli" de Montpellier à l'Est de la Soucarède	695
- L'avant-pays	695
- Le front du "pli"	696
c)-Le flanc méridional du "pli" de Montpellier..	699
(I)-Le Nord et l'Ouest du flanc méridional du "pli" de Montpellier, marqué par une orien- tation typiquement pyrénéo-provençale....	702
-L'anticlinal de Combe-Longue	703
-L'anticlinal de la plaine Roubière...	704
-L'anticlinal du Signal de Cabrials...	705
(II)-L'anticlinal de Pignan-Cournonterral, de direction Nord-Est, Sud-Ouest	705

(III)-Failles et figures plissées des parties moyenne et méridionale du flanc Sud de l'anti- clitorium de Montpellier	707
- <u>Les failles</u>	707
- <u>Les figures de plissement</u>	709
-Le massif de la Moure	712
-Le massif du lioch de Madame	714

d)- Les formations corrélatives de l'évolution du "pli" de Montpellier: fossé de Sainton, synclinal de Villeveyrac, fossé de Montbazin-Gigean:	715
---	-----

(I)-Structure du "bassin" de Villeveyrac et de l'environnement Sud-occidental du "pli" de Montpellier	716
<u>La subsidence</u>	716
<u>Le plissement</u>	716
-Sa dissymétrie	717
-Le synclinal de Villeveyrac-Abbaye de Valmagne	719
-L'anticlinal de Vinaigre(ou Montnèze)	720
-Le dôme de Castelnau-de-Guers et les synclinaux d'Aumes et de Florensac.	720

(II)- Le fossé de Sainton	723
-Fossé effondré dans une aire syn- clinal	723
-Rôle des failles et dissymétrie....	725
-Fossé collecteur de dépôts détrit- iques variés	727

(III)- Le fossé de Montbazin-Gigean.....	727
--	-----

3- Rappel de l'évolution morphotectonique	731
a)-mouvements anté-aptiens	734
b)-subsidence l'ini-crétacée	734
c)-1ère grande phase pyrénéo-provençale	734
d)-2ème grande phase pyrénéo-provençale	735
e)-l'épisode de l'Oligocène moyen élevé	735
4- <u>Aspects morphologiques du "pli" de Montpellier et de ses abords.....</u>	737
a)-Les Garrigues	738
(I)-Le Nord-Ouest: le Causse d'Aumelas.....	738
(II)-Le Centre Nord du "pli" de Montpellier entre l'accident de St-Paul-Fertalières et la combe de Murviel	740
(1)-La haute surface non conservée	740
(2)-La surface fondamentale	741
-l'inadaptation du Coulazou	742
-Mise en valeur différentielle de la structure	744
-Retouches par regradation de la surface fondamentale	745
(III)-Les Garrigues du "pli" de Montpellier à l'Est de la Combe de Murviel	748
(1)-Disparition des formes appalachien- nes	748
(2)-Cluses épigéniques et ravinement du flanc Sud	749
(3)-Complexité d'évolution d'une topo- graphie d'aplanissement apparemment simple	750

(4)-La surface "fondamentale" et ses retouches	753
(a)-A l'Est de Vandargues	753
(b)-A l'Ouest du lac Jimel	753
(c)-Au voisinage de Castelnau-le-Lez	754
(IV)-Les Garrigues du "pli" de Montpellier de la Montagne de la Moure aux abords de l'Etang de Thau	754
- La Montagne de la Moure	755
- Le massif du Pioch de Madame	756
- Les bas aplanissements exhumés du secteur méridional	756
b)-Les dépressions	759
(I)-Dépressions exiguës à remplissage argilo-conglomératique	759
-Le fossé de Fertalières	760
-Le fossé d'Antonègre	760
-Le fossé de Ginton	761
(II)-Vastes dépressions et bas-pays: la morphologie du "bassin" de Villeveyrac et l'environnement Sud-occidental du "pli" de Montpellier	763
--- Le domaine oriental: synclinal de Villeveyrac proprement dit et anticlinal de Vinaigre (Montmère)	764
-Le synclinal de Villeveyrac	764
-Le relief micro-structural de l'anticlinal de Vinaigre	768
--- Le domaine central: le synclinal de Valmagne et le périanticlinal rognacien du bois de St-Martin	770

----Le domaine occidental:dôme de Castelnaud-de-Guers et synclinaux d'Aumes et de Florensac	773
Le dôme de Castelnaud-de-Guers	773
Les synclinaux d'Aumes et de Florensac	774
Hypothèse d'un glacis Villafranchien justifiant les tracés hydrographiques	775
----Le domaine méridional des voiles transgressifs au voisinage de l'étang de Thau	778
(III)-Aspects morphologiques du fossé de Montbazin-Gigean:.....	780
--- La question du diastrophisme post-miocène	780
--- Le dessin du réseau hydrographique et ses enseignements	785
Partie septentrionale du fossé.....	786
Partie méridionale du fossé	786
--- Formes et formations quaternaires..	787
Bassins des ruisseaux de Courpouiran, et de la Fosse-Lassederon.....	787
-Entre Coulazou et Vène	789
-Le secteur méridional	790
-Trois niveaux quaternaires	791
--- Etapes chronologiques de l'évolution du réseau hydrographique	794
-Perturbations introduites par le karst	795
-Dégagement de la structure aux dépens du remplissage néozoïque du fossé	795
-Percée conséquente abandonnée du ruisseau de Billières	796

Conclusion relative à l'évolution du "pli"	
de Montpellier et de ses abords	227
C)- <u>La Montagne de la Gardiole et son piedmont:</u>	229
1- La lithologie	230
a)-Portlandien, Kimméridgien, Séquanien supérieur	
Rauracien	230
b)-Larrovien, Oxfordien	231
c)-Du Callovien à la base du Jurassique moyen.	231
-En surface	231
-En sondage	232
d)-Lias et Trias	232
2- La structure	235
a)-Les caractères généraux	236
b)-Les éléments du puzzle tectonique	237
(I)- La zone axiale des culminations	
tectoniques	237
- la culmination de la Bergerrie du Bous-	
quet	238
- les culminations tectoniques maximales	
à coeur batonien	239
- la "combe" de R. Mault	241
(II)-Le flanc Nord-Ouest de la Montagne de	
la Gardiole	241
- Le flanc Exigu	242
- L'affleurement de Jurassique supérieur	
du secteur Nord	242
- L'affleurement de Jurassique supérieur	
du secteur Sud	243

(III)-le flanc Sud-Oriental de la Montagne	
le 1 ^{er} Gardiole	814
---- le secteur méridional (synclinal de	
Vic-la-Gardiole	814
---- le secteur septentrional	815
- la faille de l'ancienne Poste-la-	
Roubine	816
- A l'Ouest de cette faille	816
- A l'Est de cette faille	817
c)- Evolution et originalité structurale de la	
Montagne de la Gardiole	818
(I)-Le témoignage des mouvements pyrénéo-	
provençaux précoces	818
(II)-Le style particulier assumé par la	
grande phase pyrénéo-provençale dans la	
Montagne de la Gardiole	820
(III)-L'intervention du socle hercynien et	
son incidence sur la tectonique de	
surface	823
(IV)-Un mouvement de bascule récent.....	824
 3- <u>Aspects morphologiques de la Montagne de la</u>	
<u>Gardiole et de son piedmont:</u>	825
a)-Les surfaces d'aplanissement de la Gardiole	826
(1)-Le niveau supérieur	826
(II)-Le problème du niveau moyen	828
(III)-Les surfaces basses de la Gardiole.	831
b)-Les réseaux fluviatiles de la Gardiole...	833
-Des organismes à écoulements épisodiques	833
-Le drainage des faces Nord-Ouest et	
Sud-Est	834
-Le drainage au Nord-Est	835
-Le drainage au Sud-Ouest	836

c)-Le piedmont quaternaire de la Gardiole.....	836
-Flanc Sud et Sud-Est	837
-Flanc Nord-Ouest	838
D- Le Nord du pays montpelliérain: les Garrigues de Viols-le-Fort- le Relais des Chênes et leur environ- nement	839
- Les caractères généraux	839
1- Les aires plissées de Viols-le-Fort et du St-Loup	842
a)- La lithologie	842
(I)-Les termes inférieurs de la série méso- zoïque.....	843
(II)-Le Pliensbachien inférieur ou Carixien.	843
(III)-Les assises du Lognon	844
(IV)-Callovien et Argovien	844
(V)-Du Rauracien au Kimméridgien.....	845
-Le Rauracien :.....	846
-Le Séquanien moyen et supérieur.....	847
-Le Kimméridgien moyen	848
(VI)- Le Kimméridgien supérieur et le Portlandien	849
b)-La structure:.....	849
--- L'anticlinal du St-Loup	849
(I)-La zone axiale	849
- Le Mont dérivé de Mortiès	849
---L'accident curviligne du Nord-Ouest de Mortiès	850
---Le sondage de St-Loup n°1 et le chevau- chement de la zone axiale-Ses interpré- tations	850

(II)-Le flanc septentrional du St-Loup.....	852
(1)-Entre les méridiens de Cazevieille et du Pas de Fusterle	852
(2)-A l'Ouest de Cazevieille et jusqu'au droit du Mas-de-Londres	853
(3)-A l'Est -Les "dentelles" du Château de Montferrand	854
(4)-Influence du St-Loup sur la tecto- nique de son avant-pays	855
(III)-Le flanc Sud de l'anticlinal du St-Loup	858
-Le décrochement médian	858
--A l'Est du décrochement médian,...	859
---A l'Ouest du décrochement médian.	860
(IV)-La dissymétrie des deux extrémités péri-anticlinales	860
---L'anticlinal de Viols-le-Fort,...	862
(1)-Aspects généraux et division en secteurs	862
(II)-La partie occidentale de l'anti- clinal de Viols-le-Fort	864
-La faille de Maure	864
-Au Sud-Est de la faille de Maure.	866
-Au Nord-Ouest de la faille de Maure	866
(III)-La partie orientale de l'anticli- nal de Viols-le-Fort	867
-Le contact anormal entre la ber- gerie du Patus et le Château de Cambous	868
-Le flanc Sud	868
-Le compartiment au Nord de la faille de la bergerie du Patus- Château de Cambous	869

---- Problèmes posés par l'évolution morpho- tectonique dans le cas de l'aire anticli- nale St-Loup-Viols-le-Fort	70
(1)-Identification des deux phases de l'orogénie pyrénéo-provençale:...	70
-Phase anté-lutétienne	70
-Phase majeure de l'Eocène élevé.	71
(II)-Poursuite de l'effort tectonique entre dépôts bartoniens et ludiens	72
(III)-Diastrophisme oligocène.....	73
(IV)- Problème de la mobilité du St- Loup du Néogène au Quaternaire ancien-Enseignements de la gra- vimétrie	75
c)- Le modelé du plateau de Viols-le-Fort, Relais des Chênes.....	7.
(1)-La haute surface du Bas-Languedoc, point de départ de l'évolution.....	77
(II)-Les styles appalachiens	78
-Celui de l'aire de Viols-le-Fort ...	79
-Le style appalachien dans l'aire du St-Loup	80
-Comment rendre compte de ces deux styles dissemblables?.....	81
(III)-Le réseau de thalwegs du plateau de Viols-le-Fort, le Relais des Chênes et le karst	82
- Thalwegs courts à assez courts des bordures Sud-occidentale et orien- tale	82
- Thalwegs relativement longs d'orien- tation Nord-Sud	83

-Thalwegs très effacés de la partie centrale aujourd'hui dépourvus d'écoulement superficiel observable.....	884
Conclusions relatives à ce réseau de Thalwegs	887
(IV)-Les aspects climatiques du modelé des plateaux de Viols-le-Fort, le Relais des Chênes	889
- Les cônes rocheux	889
- Les conditions d'élaboration des cônes rocheux	892
2 - <u>Garrigues et "bassins" au Sud du plateau de Viols-le-Fort, le Relais des Chênes.....</u>	894
a)-Caractères structuraux	894
b)-La mosaïque des surfaces d'aplanissement	
Le problème des topographies exhumées....	896
- Les Topographies dérivant des surfaces exhumées	896
- Lambeaux des surfaces d'aplanissement majeures languedociennes	899
- Surfaces et thalwegs	900
c)-Le réseau hydrographique local	901
- Le réseau hydrographique ancien.....	901
- Les drains Nord-Sud	902
- Une troisième génération de drains....	904
d)-La hiérarchisation des formes quaternaires:	
l'exemple du Nord du "bassin" de Montarnaud	
Vailhauquès	905
- Conditions d'observation et critères..	906
- Classification	907
(1)-Ressauts structuraux	907
(2)-Hauts méplats d'érosion	907
(3)-Basses terrasses	909
(4)-Niveaux intermédiaires	909

3- Le secteur à l'Est de la faille des Matelles et au Nord du "pli" de Montpellier: la vallée du Lez-Lirou-Terrieu	910
a)-Une certaine originalité des faciès	911
b)-Une architecture relativement complexe mais peu violente	913
c)-Le modelé; la prédominance des basses formes récentes	915
-Les traces d'aplanissement	915
-Les reliefs substructuraux	917
-Les basses formes climatiques	919
(1)-Médiocre étagement	919
(2)-Glacis	920
(3)-Banalité des éléments de couverture....	921
-L'ensemble des vallées du Lez-Lirou-Terrieu.	922
(1)-Réseau superficiel et influence karstique	922
(2)-La cluse et les tufs de Castelnau	923
(3)-La vallée du Lez inférieur	925
E - <u>Le piedmont de Mauguio</u>	927
1- <u>Observations à l'amont de Mauguio</u>	928
a)-La rive gauche de la vallée du Salaison....	928
b)-Un peu au Sud de Vendargues et à l'Est de St-Aunès	930
c)-Les environs de Baillargues et de St-Brès..	934
2-Observations dans la partie moyenne du piedmont de Mauguio	937
a)-Médiocres pentes de raccordement	937
b)-Pourcentage argilo-limoneux plus élevé	938
c)-Importance acquise par le calcaire	938
- Entre le domaine de Lou Miou et le Mas de la Plaine	938
- A l'Est du site précédent	940

- A l'Ouest du site précédent	940
3- Observations dans la partie basse du piedmont de Mauguio	941
Conclusion : les enseignements morphologiques de la plaine de Mauguio	944
F - <u>La Plaine de l'Hérault</u>	945
1- <u>Le cadre et les caractères généraux</u>	946
a)-L'encadrement lointain	946
- En rive gauche	946
- En rive droite	947
- Au-delà d'Arboras: une mince cloison mésozoïque	947
--La terminaison orientale de la Mon- tagne Noire sédimentaire	949
---Les croupes biterroises	952
----Le volcanisme de la plaine de l'Hérault	953
b)-Le proche encadrement de la vallée de l'Hérault inférieur	955
c)-Le fossé de l'Hérault inférieur et son évolution	960
2-La plaine alluviale, le bassin d'Aniane	966
a)-Les deux plus basses terrasses.....	967
b)-Les deux niveaux plus élevés de la rive droite	971
c)-Les grands glacis de la rive gauche	974
3- La plaine alluviale dans la section du confluent de la Lergue	976
a)-La vallée de la Lergue aux environs de Rabieux	977
b)-Les bas niveaux de la Lergue aux environs de Ceyras	980

c)-Formes quaternaires au Sud et à l'Est de Ceyras	981
d)-Les terrasses de l'Hérault aux environs de St-André-de-Sangonis	983
e)-Au Sud de Gignac, la rive gauche de l'Hérault	986
4- <u>La Plaine alluviale de la latitude de Pouzols à celle de Tressan:</u>	987
- La rive gauche	987
- La rive droite	988
5 - <u>La plaine alluviale au Sud du parallèle de Tressan</u>	989
 <u>Conclusion</u> -relative aux formes quaternaires de la vallée de l'Hérault inférieur	
(1)-La hiérarchisation des formes	991
(2)-Différence entre formes anté-rissiennes et formes postérieures au Riss	992
(3)-Originalité des parties Nord et centrale de la plaine de l'Hérault	992
- La haute plaine	993
- La basse plaine	993

CHAPITRE SEPT : Les aspects sous-régionaux- Les hautes Garrigues du Vidourle et de l'Hérault.

III- Les hautes Garrigues de l'Hérault et du Vidourle Supérieur	995
- La notion de hautes Garrigues	995
1-Un concept écologique	995
2-Des limites dessinant sur la carte un important quadrilatère	997
3-Un paysage morphologique de la famille des Garrigues et cependant original:.....	1000
a)-Une lithologie plus monotone	1001
b)-Une architecture dessinée à larges traits	1002
c)-La disposition des grands compartiments en "marches d'escalier"	1003
A- <u>Un premier ensemble méridional: Séranne, aire anticlinale du Buèges, Causse synclinal de Pompignan et bassin de St-Martin-de-Londres</u>	1005
1- <u>La Séranne</u> :	1006
a)-Le synclinal fossé	1006
b)-Les deux surfaces sommitales	1009
c)-La retombée de la Séranne sur le pays de Buèges	1012
2- <u>L'aire anticlinoriale du Buèges</u>	1015
a)-La structure:	1015
(1)- Le domaine occidental de la culmination tectonique	1016
(II)-Le domaine intermédiaire des fossés synclinaux	1023
(III)-La retombée de l'anticlinorium sur le bassin de St-Martin-de-Londres..	1025
(IV)-La terminaison périclinale: Bois de Pons, de Monnier et de Sauzet.....	1028

b)-La formation de l'anticlinorium du	
Buèges: problème de chronologie morpho-	
tectonique	1030
(1)-Le problème des dépôts corrélatifs.	1030
-L'Eocène du bassin de St-Martin-de-	
Londres	1031
-L'Oligocène "conglomératique" du bas-	
sin de St-Martin-de-Londres.....	1033
-L'Oligocène du fossé de Montoulieu.	1035
-Les argiles sableuses à cailloutis	
des plateaux	1037
Conclusion concernant les dépôts	
corrélatifs	1041
(2)-Les étapes de la mise en place de	
la structure	1042
-Antériorité des failles Sud- Sud-	
Ouest, Nord - Nord-Est et des fail-	
les subméridiennes-Réalité du diastro-	
phisme pyrénéo-provençal	1042
-L'aire anticlinoriale du Buèges-Pro-	
blème des actions compressives loca-	
les en ambiance de distension.....	1044
(3)-Diastrophisme tardif et morphologie	1048
-La "surface fondamentale".....	1048
-Hautes topographies de l'aire anti-	
clinoriale du Buèges	1052
-Le bas niveau néogène,La surface du	
Causse de la Selle	1055
-Antécédence et circulation souter-	
raïne	1058
Conclusion relative à la chronologie	
diastrophique	1061
c)-Eléments de morphologie karstique et cli-	
matique	1062
- Les dépressions fermées	1063

(1)-Les "cuvettes"	1063
(2)-Le poljé structural du Verdier, Coulet, la Cordonille	1063
(3)-Le poljé tectonique des Claparèdes..	1064
-Dolines et lapiès	1065
-Le Causse de la Selle et les modes de dé- gradation de la surface basse	1066
-Les canyons et vallées: versants, terras- ses et glacis	1066
3)- Le "compartiment" du Causse de Pompignan - Hortus et du bassin de St-Martin-de-Londres.	1071
Caractères généraux	1071
-Le substrat lithologique	1071
-La structure	1072
-Les subdivisions morphologiques	1073
a)-Le Causse de Pompignan et l'Hortus	1074
-Les données géologiques	1074
(1)-Les faciès	1074
(2)-Le brachysynclinal	1075
(3)-Failles et circulation karstique	1076
-Les surfaces d'aplanissement du Causse de Pompignan et leur évolution	1077
(1)-Deux surfaces d'aplanissement	1077
-La Surface fini-crétacée/infra-tertiaire exhumée	1077
-La surface "fondamentale" languedocienne	1077
(2)-Topographie d'érosion et topographie structurale	1078
(3)-Les réseaux de vallées sèches	1079
(a)-Les thalwegs-amont	1080
(b)-Les sections moyennes	1080
(c)-Les sections d'aval	1080

(4)-Le karst superficiel typique du Causse de Pompignan	1082
- Problème du gauchissement de la surface du Causse de Pompignan	1084
b)-Le pseudo "bassin" de Notre-Dame-de-Londres	1085
- La structure	1085
- Une topographie exhumée: problème des surfaces d'aplanissement et du tracé du réseau hydrographique	1087
(1)-Le phénomène d'exhumation	1087
(2)-Les lambeaux de la "surface fondamentale"	1088
(3)-Bas niveau récent et surimposition du réseau de Lamalou	1090
- Problèmes de morphologie quaternaire	1090
c)-Le bassin de St-Martin-de-Londres proprement dit	1092
- Rappel des données lithologiques	1093
- Caractères structuraux des bordures du bassin	1094
(1)-La bordure occidentale	1094
(2)-La bordure septentrionale et Nord-orientale	1095
(3)-La bordure méridionale	1096
(4)-Prolongation et atténuation des accidents bordiers en direction de la partie centrale	1097
- Reliefs micro-structuraux et formes climatiques du Quaternaire récent	1097
d)-Les grands alvéoles d'érosion de Valflaunès, Lauret et Claret	1100
(1)-La faille de Corconne	1101

(II)-La morphologie quaternaire.....	1104
(a)-Au niveau de Valflaunès	1104
(b)-Au niveau de Lauret et de Claret	1106
 B- L'ensemble Nord-occidental des hautes Garrigues: monoclinal de bordure, synclinal de Ganges, Taurac, fossé de Montoulieu:.....	1109
1- <u>Les données de la lithologie</u>	1111
- A l'Est du méridien de la Cadière	1111
- A l'Ouest du méridien de la Cadière	1113
 2 - <u>La structure:</u>	1114
a)- Le "monoclinal de bordure"	1114
b)-Le synclinal de Ganges et sa terminaison périsynclinale Nord-orientale	1118
-La flexure septentrionale	1119
-La terminaison périsynclinale Nord-orientale	1120
-La terminaison occidentale	1122
c)-Le horst-anticlinal du Taurac, les blocs intermédiaires et les coins amygdaloïdes.. ..	1123
-Le Taurac	1123
-Les blocs intermédiaires	1125
-Les coins amygdaloïdes	1126
d)-Le fossé de Montoulieu et ses annexes orientales	1129
-Indications de chronologie tectonique.....	1131
-fautes de distension	1131
-compression pyrénéo-provençale.....	1131
-orogénie cévenole	1133
-mouvements récents	1133

3-	<u>Les surfaces d'aplanissement du pays de Ganges,</u>	
	<u>la mise en place du réseau hydrographique et le</u>	
	<u>karst souterrain</u>	1134
a)-	L'inventaire des méplats d'érosion.....	1134
	-Le Bois de Mont Mal	1134
	-Le Massif du Mont Méjan	1135
	-La Commune de Moulès et Baucels	1136
	-Le Taurac	1137
	-Le Bois de Sauzet et les secteurs circum-	
	voisins	1138
	-Le secteur de Cousterau-Béjeannes	1141
b)-	L'interprétation chronologique	1142
c)-	L'établissement du réseau hydrographique et	
	le karst souterrain	1142
	-L'établissement du réseau hydrographique ...	1143
	-Rivières pérennes et écoulements épisodiques	1145
	-Le karst souterrain	1147
	-Concurrences spatiale et temporelle des	
	évolutions hypogées et épigées	1150
4-	<u>Modèle quaternaire et micro-reliefs du centre</u>	
	<u>du "bassin" de Ganges.....</u>	1153
a)-	Le secteur Ouest, le domaine des terrasses...	1155
	-Les terrasses du Rieutort	1155
	(I)-Le très bas niveau	1155
	(II)-Le bas niveau	1157
	(III)-Le niveau moyen	1158
	(IV)-Le niveau supérieur	1160
	-Les terrasses de la rive droite de l'Hérault.	1162
	(I)-La plaine d'inondation actuelle	1162
	(II)-Le niveau de la Baraquette	1162
	(III)-Le niveau du Nord de Cazilhac	1163

b)-Le centre du berceau synclinal: micro-reliefs structuraux, glacis et glacis terrasses de petits vallons	1164
- --La vallée du ruisseau d'Aubanel	1164
(I)-Le segment amont de la vallée de l'Aubanel	1164
(II)-Le segment aval de la vallée de l'Aubanel	1168
- ---La vallée du ruisseau de la Garenne et son environnement	1169
-Bad lands	1169
-glacis-cône de la Garenne	1170
- Le cône proprement dit	1171
-- Le glacis lui-même	1173
---Bas niveau	1174
----Très bas niveau	1175
Bilan relatif au glacis-cône de la Garenne et aux formes associées	1175
c)-L'Est du berceau valanginien du synclinal de Ganges, le cône de la Cadière	1178
- Formes micro-structurales	1178
- Glacis	1178
- Cône de la Cadière	1179
C- <u>L'ensemble des hautes Garrigues du haut Vidourle moyen; la Plaine de Pompignan-Commune de Conqueyrac et ses reliefs bordiers: Coutach et aire sous-cévenole de St-Hippolyte-du-Fort</u>	1181
1 - <u>Lithologie et structure</u>	1182
a)-La lithologie	1182
b)-La structure	1183
- --- <u>La bordure sous-cévenole de St-Hippolyte-Durfort</u>	1184

(I)-A l'Ouest de la faille de Cassoubiès, la cuesta liasique	1184
(II)-Entre la lame-horst du Cayla - le Rey et la faille de Camlong	1187
(III)-Entre la faille de Camlong et la faille du Triadou-Croix-Haute: le prolongement septentrional du fossé de Montoulieu	1189
(IV)-Entre la faille de Croix-Haute et celle de la Coste Merle-la Paulerie	1191
(V)-L'anticlinal de Monoblet-le Montaud-Valensole-la-Roque	1191
-- Les dispositions superficielles	1192
La terminaison périanticlinale de Monoblet	1192
Le demi-dôme de Tresfont	1192
L'anticlinal dissymétrique du Montaud-Cabane	1193
L'anticlinal de Valensole	1194
L'anticlinal de la Roque	1194
Interprétation des observations superficielles	1195
-- Le sondage de Durfort n°1 et les données profondes	1198
---- <u>La structure de la plaine de Pompignan-Commune de Conqueyrac:</u>	
(1)- L'anticlinal de la Masselle-Ceyrac.....	1200
(II)-Le "creux" de St-Hippolyte-du-Fort,Château ruiné de la Roquette	1202
(III)-L'abrupt de ligne de faille révélé de la Paulerie-Merle-La Coste	1203

---- Le demi-dôme du Coutach	1204
Aspects superficiels	1204
Le sondage de quissac n°1	1206
Evolution tectonique	1206
(1)-Antériorité de la faille de Corconne par rapport aux plissements pyrénéo-provençaux	1207
(2)-Preuves de l'existence des deux phases pyrénéo-provençales dans l'environnement du Coutach	1207
(3)-Preuves de la crise oligocène dans l'environnement du Coutach	1208
(4)-L'existence de mouvements post-oligocènes	1209
2- <u>Problème des surfaces d'aplanissement dans le secteur des hautes Garrigues du Vidourle élevé moyen</u>	1209
a)-Le niveau de 250 mètres de Grand-Bois, Pic de Ceyrac, Pic d'Aguzan	1210
b)-Le niveau 300/350 mètres de Curenç, du Plan de l'Etoile-Aire du Lac et du Puech de Març.	1212
c)-Le problème des hauts replats	1214
3- <u>Les formes quaternaires de la "plaine" de Conqueyrac et de la vallée du Vidourle entre St-Hippolyte-du-Fort et Sauve:</u>	1216
a)-Caractères généraux	1216
b)-Le niveau le plus élevé:180-200 mètres.....	1219
c)-Le niveau inférieur:170-125 mètres	1220
4- <u>Le karst superficiel des environs de Sauve, Conqueyrac et St-Hippolyte-du-Fort</u>	1222
- Lapiès, dolines, avens	1223
- Rôle des faciès	1224

5 - <u>Karst souterrain et réseau hydrographique de surface</u>	1226
a)-Les types de cavités karstiques	1226
-La Grotte de Coutach, exemple significatif de cavité "fossile"	1226
b)-Le problème du Vidourle souterrain des environs de St-Hippolyte à Sauve	1229
- En amont de St-Hippolyte-du-Fort	1229
- De St-Hippolyte à la Paulerie	1229
- De la Paulerie à Sauve	1231
- Existence d'une nappe karstique	1233
c)-L'établissement du réseau hydrographique...	1234
Conclusion relative aux hautes Garrigues	1237
IV - <u>La bordure sous-cévenole d'Anduze et d'Alès</u>	1238
Caractères généraux	1238
A - <u>Lithologie et structure</u>	1240
1)-Le <u>socle anté-stéphanien et les "bassins" houillers</u>	1240
a)-Les schistes des Cévennes	1240
b)-Granites, filons et "minéralisateurs" cévenols	1241
c)-Les deux domaines lithologiques et tectoniques du socle anté-stéphanien	1244
d)-Les "bassins" houillers de la Grand'Combe et de Bessèges	1246
-Les dépôts houillers, leur nature	1246
-Les dépôts houillers, leur transgressivité vers l'Ouest et le Nord-Ouest	1248
-Les écailles du Stéphanien inférieur...	1248
-L'ultime phase prétriasique: tectonique cassante et resserrement du "bassin" de la Grand'Combe	1250

e)-Les effets de la tectonique de socle.....	1251
-la déformation d'ensemble	1251
-les irrégularités longitudinales.....	1253
-les accidents transversaux	1254
-Horsts	1254
-Fossés	1254
2)- <u>Particularités lithologiques des sédiments</u>	
<u>secondaires</u>	1255
a)-Le Trias cévenol	1255
Le Faciès "littoral"	1257
Le Faciès "barrière"	1257
Le Faciès "subsident"	1257
b)-Le Lias	1258
Le Rhétien	1258
L'Hettangien	1258
Le Sinémurien	1259
Le Toarcien	1260
L'Aalénien	1261
c)-Le Dogger	1261
d)-Le Jurassique supérieur	1262
-L'oscillation signalant les niveaux	
calloviens, divésiens, argoviens	1262
-L'oscillation du Jurassique supérieur ..	1263
e)- Les dépôts néocomiens	1264
3)- <u>La structure de la zone sédimentaire sous-</u>	
<u>cévenole</u> :.....	1265
a)-Le "bassin" triasique d'Alès-la Grand'Combe	1265
b)-Le "pays jurassique d'Alès-les-Mages"	1266
c)-De la vallée de l'Auzonnet jusqu'au-delà de	
la Vallée de la Cèze	1267

d)-La zone d'Anduze	1270
-A l'Occident de la faille de St-Félix-de-Paillères, le synclinal de Mialet	1270
-A l'Est de la faille de St-Félix, le horst granitique de St-Sébastien-d'Aigrefeuille-la-Grande Paillère..	1271
-Entre faille de l'Olivier et failles du Lyonnais et d'Anduze, le compartiment des Flos	1272
-A l'Est des accidents du Lyonnais et d'Anduze	1274
(1)-Le Bois de Valz	1274
(11)-La "Combe" des Blaties	1276
(111)-Le synclinal de Peyremale-Bougerlan-St-Julien	1277
(1V)-L'anticlinal de Veyrac	1278
(V)-Les unités méridionales	1280
-Les enseignements des failles complexe , en particulier, celles du Lyonnais-Anduze	1281
(a)-Failles normales devenant inverses	1281
(b)-Valeur du rejet apparent	1282
(c)-Ondulations du miroir de faille	1282
(d)-Lame-horst et coins intermédiaires	1282
(e)-Enseignements de la schistosité	1283
(b)-Styles et évolution tectonique	1284
-Les grandes lignes de l'évolution tectonique	1285
(1)-L'épirogenèse lointaine pré-détermine les styles tectoniques	1285

(a)-Les culminations	1285
(b)-Les nires subsidentes	1287
(11)-L'orogénie tertiaire	1288
(a)-Mobilité du socle et tectonique de couverture	1288
(b)-La compression pyrénéo-provençale	1289
(c)-La distension stampo-aquitaniennne et le problème de sa continuation tardive	1294
- L'exemple de la vallée de l'Au- zonnet	1296
4)- <u>La dépression d'Alès</u>	1297
"Bassin" d'Alès ou fossé d'Alès ?	1298
- Le fossé	1298
--Les dépressions annexes	1299
a)-Les dépressions annexes pyrénéo- provençales de la bordure Est du "bassin d'Alès"	1300
- Le synclinal des Plans	1300
- Le synclinal de Boisson	1302
- La demi-combe de Mors	1302
b)-Les enseignements de l'Eocène terminal et de l'Oligocène inférieur, relative- ment à l'évolution de la dépression alésienne	1303
c)-L'Oligocène supérieur et la phase décisive de l'élaboration du fossé.	1304
d)-Les "klippes" du fossé d'Alès	1305
e)-Les conceptions génétiques relatives au fossé d'Alès, à la lumière des sondages	1308
- Les sondages du fossé d'Alès	1308
- Le sondage de Lussan I, implanté en- tre Vendres et Fons-sur-Lussan et	

les résultats de la campagne sismique	
de 1952	1309
- Campagne sismique de 1952	1309
-- Forage de Lussan I	1310
--- Conceptions relatives à la structure	
du dôme de Lussan	1310
---- Orogenèses oligocène et préoligocène	
du dôme de Lussan	1311
B- <u>Les aspects et l'évolution morphologique</u>	
<u>des pays d'Alès et d'Anduze :</u>	1313
-Notions générales	1313
1-<u>Les néplats de la région d'Alès et</u>	
<u>d'Anduze:</u>.....	1316
a)-Le bas niveau	1316
-La bordure orientale au-dessus de la	
vallée de l'Auzonnet et de la percée	
de la Cèze; valeur corrélative des ar-	
giles à cailloutis siliceux	1316
-Les collines allongées du Sud-Est du	
fossé d'Alès: hauteurs des Fumades,	
l'Olivier, Servas et Mons	1320
-La topographie sommitale des "klippes"	1322
-Autres témoins du bas niveau aux abords	
de la dépression d'Alès	1324
b)- Le niveau moyen et les reliefs do-	
minants	1327
-Dans le Nord	1327
-Dans le Sud en pays anduzan	1328
-Dans la zone centrale	1328
-Les hautes topographies de la zone	
sous-cévenole	1330
2-<u>Tracés de réseaux hydrographiques et</u>	
<u>tectonique de "blocs" en zone sous-</u>	
<u>cévenole</u>	1331

a)-L'exemple de la Gagnère	1332
b)-L'exemple de la vallée de la Cèze ...	1332
c)-L'exemple du Gardon d'Alès	1334
d)-L'exemple des petits organismes:Avène et Auzonnet	1335
<u>3-Formes climatiques quaternaires dans la dépression d'Alès</u>	<u>1336</u>
a)-Les glacis	1337
-L'exemple du glacis de Sy-Sauveur-de- Cruzières	1337
-Autres glacis dans le fossé et dans les dépressions annexes	1338
-Le glacis de Mons	1340
b)-Les terrasses	1340
-Les terrasses de la Cèze et de l'Auzon- net	1340
-Dissymétrie climatique ou néo-tectonique	1343
<u>C-Aspects morphologiques des Garrigues de Lussan</u>	<u>1344</u>
-Aspects généraux	1344
<u>1-La surface "fondamentale" des Garrigues de Lussan</u>	<u>1346</u>
<u>2-Eléments de regradation et de dégradation récentes</u>	<u>1350</u>
a)-Les signes de regradation	1350
b)-Les formes de dégradation	1351
(1)-Les vallons effacés de la première génération	1352
(11)-La phase de développement du karst superficiel et subsuperficiel	1354
(111)-Les vallées incisées de développe- ment récent et les progrès de la karstification souterraine	1356
-Dans les marno-calcaires	1356
-Dans l'Urgonien	1357

c)-Le relief appalachien:	1360
(1)-L'aire de St-Just et la dissymétrie des versants	1361
(11)-La Combe de Belvezet et le témoi- gnage incomplet des étapes quater- naires de la sculpture appalachien- ne	1362
(111)-Le tracé en baïonnette de l'aire de sculpture appalachienn; son o- rientation générale Nord-Sud	1364
3- <u>Déformations récentes et reliefs dominant</u> <u>la "surface fondamentale" des Garrigues</u> <u>de Lussan</u>	1365

<u>CHAPITRE HUIT :</u>	1369
------------------------------	------

<u>V-LES BASSES CARRIGUES DU LANGUEDOC ORIENTAL MARO-</u>	
<u>CALCAIRE, LES PAYS DU BAS-VIDOURLE MOYEN ET LEUR</u>	
<u>ENVIRONNEMENT</u>	1369
<u>A-Les caractères généraux</u>	1369
<u>B-Lithologie et structure</u>	1374
1-La lithologie.....	1374
a)-Les affleurements du Crétacé inférieur..	1374
b)-Les affleurements du Jurassique supérieur	1381
c)-Les enseignements des sondages profonds.	1383
-Le sondage de Lédignan n°1.....	1383
-Le sondage de St-Bauzille-de-Montmel n°1	1384
-Le sondage dit "Vaunage"n°1	1385
Enseignements de la comparaison des trois	
sondages	1387
2-La structure des pays du bas-Vidourle moyen	
et de leur environnement	1388
a)-"L'axe anticlinal Vaunage-St-Loup" et	
son tronçonnement	1390
-L'axe anticlinal	1390
-Son tronçonnement	1393
-Etude des grandes failles "cévenoles" et	
camarguaises	1395
(1)-Failles de Corconne-les Matelles ...	1395
(11)-Accident de Fenouillet	1395
(111)-Faille de Sardan-St-Clément-Garri-	
gues-Château de Montlaur	1396
(1V)-Problème de la "faille-flexure" de	
Nîmes	1398

b)-A l'Ouest des failles d'Aspères et de Garrigues	1400
(1)-Au Nord de l'ensemble pli de Fontanès-Bois de Paris, un chapelet de synclinaux tertiaires	1400
-Au niveau des formations néocomiennes	1401
-Au niveau des couches tertiaires, le "bassin" de Liouc-Brouzet	1403
-Au niveau des couches tertiaires, coup d'oeil d'ensemble sur les trois "bassins" du Mas-Neuf, de Liouc-Brouzet et de Valflaunès	1405
(11)-Au Sud de l'ensemble pli de Fontanès-Bois de Paris, l'aire synclinale de St-Bauzille-de-Montmel	1407
(111)-Problème des horsts jurassiques d'allure "extrusive": massif de Ste-Croix-de-Quintillargues et horst de Logrian	1409
-Le massif de Ste-Croix-de-Quintillargues	1410
-Le horst de Logrian	1411
(1V)-Le Bois de Paris	1412
-Les structures d'orientation d'ensemble grossièrement Ouest-Est..	1412
-Les structures Nord- Nord-Ouest, Sud - Sud-Est à subméridiennes.	1414
-Les effondrements orientaux par failles "normales" Sud -Sud-Ouest, Nord - Nord-Est	1414
c)-Le domaine Nord et oriental des dômes et des gouttières	1416
(1)-Le "bassin" de Vézénobres et ses zones de culminations encadrantes: anticlinal de Ribaute-les Tavernes et Horst du Bois d'Arques	1416

-L'anticlinal de Ribaute-les Tavernes....	1417
-L'aire de culmination du Bois d'Arques.	1418
-Le "bassin" synclinal de Vézénobres....	1421
(11)-Le dôme de Lédignan	1426
(111)-L'anticlinorium de la Vaunage ...	1428
-Les plis de direction pyrénéo- provençale	1429
-Tectonique de direction subméridienne	1430
-Rapports avec les sondages	1431
(1V)-La gouttière synclinale de St-Chaptes	
St-Mamert-Sommières	1433
-La gouttière de St-Mamert	1434
-Le "bassin" de Sommières	1439
-Le "bassin" de St-Chaptes	1440
-L'évolution tectonique du domaine des dômes et gouttières	1443

C-Le modelé du pays du Vidourle moyen et de leur
environnement 1449

1-L' ensemble septentrional: le dôme de Lédi-
gnan et ses enveloppes, le Nord de la gout-
tière de St-Mamert et les bas pays du Gardon,
y compris le "bassin" de St-Chaptes..... 1451

a)-La retombée de l'aire anticlinale de Lédignan, communes de Boucoiran et Noziè- res, Malgoirès, Bois de Lens	1451
-Les niveaux	1451
(1)-Les altitudes résiduelles	1452
(11)-La façade occidentale et frontale.	1452
(111)-Le revers oriental	1453
a)-Le secteur méridional	1453
b)-Le secteur septentrional	1456
-Un mirokarst	1456

-Le réseau hydrographique du massif de Malgoirès-les-Lens, le cas de la vallée de l'Auriol	1462
b)-Le cœur de l'anticlinal de Lédignan, l'aire hauteriviennaise de St-Théodoret-Cannes et Clairan et la dépression de la Courme	1463
-Les tracés des organismes fluviatiles	1463
-Les aplanissements	1464
-Les formes quaternaires climatiques et structurales	1467
c)-"Bassins" de Vézénobres et de St-Chartes la vallée du moyen Gardon	1469
(1)-L'inadaptation à la structure des affluents du Gardon et les hypothèses justificatives	1469
-Faits d'adaptation de détail et leurs limites	1472
-Formes structurales révélées	1473
-Petites formes climatiques	1474
(11)-Les terrasses du Gardon	1476
-Le lit du Gardon et la basse plaine	1476
-Les buttes alluviales des niveaux moyens	1478
(1)-Un niveau 110/90 mètres	1478
(2)-Un niveau 75/80 mètres	1478
-Les épandages de replats des hauts niveaux	1478
L'interprétation	1479
<u>2-Problèmes morphologiques du Bois de Paris et de son environnement:.....</u>	
a)-Les niveaux d'aplanissement du Bois de Paris et de ses alentours	1482
-Les points les plus hauts	1482

-L'aplanissement de 220/190 mètres	1484
-Le problème des bas niveaux	1486
- A l'Ouest	1486
-- A l'Est	1487
b)-Le relief différentiel	1488
c)-Le modelé quaternaire de la plaine Gar-	
rigues -Campagne	1490
- Les paysages dans le domaine des	
"valats" et des ruisscaux	1492
(1)-Les buttes et dos de terrain de la	
couronne synclinale et leurs sols.	1492
(1)-Sur les surfaces calcaires	1493
(2)-Sur les conglomérats	1494
(3)-Sur les croupes marneuses d'inter-	
fluve peu déclivés	1494
(11)Les deux niveaux de glacis de la plai-	
ne de Garrigues-Campagne	1497
(1)-La couverture et l'évolution pédo-	
logique du haut glacis	1497
(2)-La couverture et l'évolution pé-	
dologique du bas-glacis	1499
(111)-Les formations du fond des "valats"	1500
- La vallée de la Bénovic	1502
d)-La Vallée du bas-Vidourle moyen	1505
-Le tracé	1505
-La dynamique fluviale actuelle	1508
-Terrasses et glacis de la vallée du bas-	
Vidourle moyen	1510
3- <u>Aspects et problèmes morphologiques de la</u>	
<u>Vaunage</u>	1514
a)-L'épisode de "l'aplanissement fondamental	
et de la morphogenèse de la Vaunage	1515
-Signes d'évolutions morphologiques anté-	
rieures	1515
-La "surface fondamentale", son identifi-	
cation	1518

-Problèmes de fossilisation et d'exhumation	1518
b)-Mobilité néogène et villafranchienne, retouches apportées à "l'aplanissement fon- damental"	1522
-La réalité de la mobilité néogène	1522
-Les accidents de Nîmes et de Langlade, le bloc intermédiaire du flanc Sud-Est de la Vaunage	1523
-La crise villafranchienne et la regradat- tion des flancs de la Vaunage	1525
-Le tracé des cours d'eau de la périphérie du dôme	1528
(1)-Les "combes" cataclinales à dessin rayonnant	1528
(2)-Les ruisseaux et "cadereaux" du Sud- Est	1528
(3)-Le drainage du domaine Sud-Ouest	1530
c)-L'inversion du relief et les formations climatiques quaternaires	1530
VI- <u>LE PAYS NIMOIS</u> :	1534
A- <u>La Garrigue Nîmoise</u> :	1534
1- <u>Données et problèmes géologiques</u>	1534
a)-La lithologie	1535
b)-La structure	1536
-Le style plissé	1536
-Les phénomènes brisants	1537
-Problèmes d'épirogenèse	1541
2- <u>Les problèmes du modelé: Garrigue Nîmoise</u> <u>méridionale marneuse; Garrigue septentrionale</u> <u>calcaire</u>	1542
a)-La Garrigue marneuse	1542
b)-La Garrigue calcaire	1544
3- <u>Problèmes d'aplanissements dans la Garri-</u> <u>gue Nîmoise</u>	1546

a)-L'observation topographique	1546
b)-Les dépôts de valeur corrélatifs à la surface des plateaux	1547
-- Les types de formations de valeur corré- lative	1548
(1)-La formation du Fougeras	1548
(11)-Les dépôts "sidérolithiques", "l'aramonite"	1548
(111)-Le petit gisement du Puech du Teil	1551
(IV)-Une phosphorite	1552
(V)-Les cailloutis alluviaux quartzeux et quartzitiques	1552
-- Dépôts et niveaux	1553
-- Données du problème et interprétations divergentes	1554
-- Garrigue Nîmoise et voiles néogènes trans- gressifs	1555
(1)-La transgression miocène	1555
(11)-La transgression pliocène	1557
c)-Genèse et définition des aplanissements de la Garrigue Nîmoise	1558
(1)-La phase paléogène du modelé	1558
(11)-Diastrophisme stampo-aquitain et transgression miocène."L'aplanisse- ment fondamental"	1558
(111)-L'évolution des secteurs abaissés.	1560
<u>4-Ecoulements subaériens et phénomènes karstiques</u> <u>souterrains en Garrigue nîmoise</u>	1561
a)-Le réseau hydrographique de la Garrigue nîmoise	1562
-Les drains Sud-Nord ("valats" leur op- position aux "vallons").....	1562

- Les drains Nord-Sud à Nord-Ouest, Sud-Est ("cadereaux")	1567
--Les drains élémentaires accompagnant le canyon du Gardon ("combes")	1565
b)-Les enseignements des sources et des puits	1566
--Leur localisation	1566
(1)-En fonction de la couverture	1566
(11)-En fonction de la stratigraphie et de la structure	1567
(111)-En fonction de l'action érosive des "combes" et des "cadereaux" ...	1567
(IV)-Dans les "vallons" occidentaux ..	1567
(V)-Failles drainantes ou barrières...	1568
--Les aquifères	1568
c)-Le système karstique de la Fontaine de Nîmes	1568
--Son dépôt alluvial interne	1569
--Enseignement des tracés à la fluorescéine	1570
--L'analyse des eaux	1571
d)-Le problème du Gardon souterrain	1572
--Modalités de l'écoulement estival dans le canyon du Gardon.....	1572
--Le Gardon souterrain	1573
--La question des apports latéraux.	1575
Conclusion relative au système karstique du Gardon	1575
(1)-Les trois zones du karst	1575
(2)-La nappe karstique et sa régulation	1576
(3)-Complexité de la notion de niveau de base en zone karstique	1576
5 - <u>Karst superficiel et voiles climatiques</u> <u>en Garrigue Nîmoise</u>	1576

a)-Dolines et lapiès	1576
Les dolines	1577
Les Lapiès	1577
Les phases d'évolution	1578
b)-Les limons loessiques des plateaux	1578
(1)-L'origine éolienne d'une partie du sédiment	1579
(2)-Une formation loessique remaniée...	1580
(3)-Caractère pédochrome	1580
c)-Un faciès particulier de terra rossa:..	1581
(1)-Lehrisation d'un ou de plusieurs loess	1582
(2)-Relations de la terra rossa et des loess jaunes	1583
(3)-Relations des voiles climatiques et de la molasse	1583
(4)-Voile climatique et pansement humide sur calcaire urgonien	1584
--- Le Sistre	1584
B- <u>La Costière de Nîmes</u>	1584
1- <u>Aspects et problèmes</u>	1584
a)-Les collines de Générac au Moulin- Baguet	1585
b)-La Costière méridionale	1585
c)-La Costière septentrionale	1586
d)-Problèmes d'interprétation; postulats et méthodes	1587
2- <u>Les "hauts" de la Costière et le secteur méridional</u>	1591
a)-La stratigraphie des "hauts" de la Costière et du secteur méridional..	1593
-Le Pliocène marin	1593
-Les termes de passage du Pliocène au Pléistocène	1595

- Le Quaternaire très ancien de la Costière méridionale	1597
(1)-Les trois termes de la série "de Surville" dans les "hauts" de la Costière de Générac	1597
(1)-Les sables inférieurs de Surville	1597
(2)-L'épisode lagunaire	1598
(3)-Les cailloutis "terminaux"	1600
(11)-Variantes observées pour les trois termes du Quaternaire très anciens dans le secteur de Vauvert	1600
-- Le niveau inférieur des sables cévenols entrecroisés	1601
-- Les marnes	1601
-- Le cordon littoral	1602
-- Les cailloutis fluviatiles "terminaux"	1602
(111)-Localisation et état de conservation des termes du Quaternaire inférieur en Costière de St-Gilles	1603
-- Le Quaternaire ancien élevé des environs de St-Gilles	1604
(1)-Un appareil littoral assez varié à 45 mètres	1604
(2)-Son matériau durancien	1604
(3)-Un rivage inférieur de 10/15 mètres	1605
b)-Enseignements des dépôts de la Costière méridionale	1605
- L'âge des formations quaternaires....	1605
(1)-Les témoins du "Donau"	1606
(2)-Les rivages siciliens	1606
- Les implications paléogéographiques..	1607
(1)-Distribution chronologique des divers apports fluviatiles	1607
(2)-Phases d'accumulation et d'érosion rythmée	1608

(3)-Compétition de la terre et de la mer en zone deltaïque	1609
-Néotectonique en Costière méridionale.	1610
(1)-La "paléoride" Ouest-Est de la Costière de Générac	1610
(2)-La faille d'Aigues-Vives-Captives et les petits accidents brisants de la Costière méridionale	1612
(3)-Le problème de la "faille" de Vauvert	1613
c)-La livrée du Quaternaire récent en Costière méridionale	1615
(1)-Morphologie climatique du flanc Est et Sud-Est	1615
(11)-Morphologie climatique du flanc Ouest	1618
<u>3-La Costière septentrionale</u>	1620
a)-Le cailloutis rhodanien et, accessoirement, gardonien	1621
b)-Place des terrasses de la Costière septentrionale par rapport à la terrasse d'Estézargues	1622
c)-Les terrasses de la Costière septentrionale proprement dite	1625
--- Les hautes terrasses	1626
(1)-Le niveau de Garons: 92/95 mètres.	1626
(11)-Le niveau du Mas de la Bohémienne-Mont Roche 85/88 mètres	1626
(111)-Le niveau du Bolchet: 75/80 mètres	1627
Les sols des hauts niveaux	1627
--- Les moyennes terrasses :	1628
<u>Le premier groupe de terrasses moyennes</u>	1628
(1)-La terrasse de Mas Rozier-Bois de Signan: 69/72 mètres	1628

(11)-La terrasse de la Jasse de Goulard-	
Mas de Ratyé: 64/40 mètres	1629
(111)-La terrasse de Sernhac-le-Cabanis-	
Grand Mas d'Assas-Prends-te-Garde-	
la Cadenette :75/24-19 mètres.....	1630
Les paléosols typiques des niveaux moyens	1631
<u>Le deuxième groupe de terrasses moyennes</u>	
<u>et le changement de cours du Rhône.....</u>	1632
(1)-La terrasse de Meynes-Les-Bouillens	
69-70/13-14 mètres	1632
(11)-La terrasse de Bellegarde:60/65	
mètres	1634
(111)-La terrasse du Mas du Maire:	
55/56 mètres	1635
--- Les basses terrasses	1635
(1)-La terrasse S.N.C.F. de Beaucaire	
25 mètres	1635
(11)-La basse terrasse de Beaucaire ou	
des Paravaudes :4/7 mètres	1635
d)-Retouches apportées lors du Quaternaire	
moyen élevé et récent au modelé de la	
Costière septentrionale	1636
--- Les limons loessiques de la Costière	
septentrionale	1637
(1)-Le "loess" étalé sur les surfaces	
d'accumulation du cailloutis....	1637
(2)-Le "loess" des pentes	1638
(3)-Le "loess" des dépressions fermées	1639
--- Le problème de la genèse des dépres-	
sions fermées	1641
(a)-Point de vue chronologique	1642
(b)-Liaison avec la dynamique éolienne	1643
(c)-Recherche de "la cause initiale"	
dans le substrat	1644

--- Les glacis bordiers de la Costière septentrionale	1645
(a) - Au Sud-Est de Beaucaire	1645
(b) - Au-dessus de la Vallée du Vistre.	1646

C- La Vistrenque:

1 - <u>Définition de la Vistrenque</u>	1647
2 - <u>Le piedmont complexe de la Garrigue Nîmoise</u>	1651
3 - <u>Les formations post-würmiennes de la Vistrenque</u>	1655

VII - LE BITERROIS :..... 1656

Présentation	1656
A- <u>Les "micro-régions" du Biterrois</u>	1660
1 - <u>Le "bloc" du Biterrois central</u>	1660
2 - <u>Au Sud et au Sud-Ouest, le secteur des cuvettes en terrain molassique</u>	1663
3 4 <u>Le secteur molassique oriental de Pézenas et la dépression de Tourbes-St-Jean</u>	1666
4 - <u>Le secteur Sud-Orientale du Biterrois, larges vallées et grandes lanières</u>	1669
5 - <u>Le pays morcelé du Nord-Biterrois au contact de la Montagne Noire orientale</u>	1671
a)-La cloison centrale sur le méridien de Magalas.....	1673
--Continuité de la couverture du piedmont biterrois	1673
-- Les dépressions d'amont (Laurens, Fouzilhon).....	1675
-- Les dépressions méridionales (Magalas, Pouzolles, Cazillac).....	1678
b)-Le Nord-Ouest du Biterrois	1679
-- Le compartiment de Causse et Veyran	1680

--Les lanières de moyennes dimensions du pays de Murviel-lès-Béziers	1681
-- Les dépressions d'Autignac et de St-Génies-le-Bas	1683
c)-Le Biterrois Nord oriental	1685
--La dépression de Roujan-Neffiès.....	1685
--L'aire volcanique de Caux, Fontès et Lieuran-Cabrières	1688
 B - <u>Les données de l'évolution d'ensemble du Biterrois</u>	1692
1- <u>Le substrat mésozoïque</u>	1692
2 - <u>Les voiles transgressifs néogènes et la limite plio-quaternaire</u>	1695
a)-Le Miocène	1695
b)-Le Pliocène	1699
c)-Les couches de passage du Pliocène au Quaternaire :	
--Les sables et limons	1702
3 - <u>Le piedmont construit caillouteux</u>	1705
4 - <u>Système hydrographique du piedmont biterrois et constructions volcaniques</u>	1708
a)-Le réseau hydrographique du Biterrois problème des tracés	1708
-- Prédominance des orientations au Sud et à l'Est ou au Sud-Est	1708
-- Pente originelle de l'accumulation détritique	1709
-- Influence des aires de subsidence de la plaine de l'Hérault et de l'Agadès.	1710
b)-Les phases de dissection du piedmont biterrois, l'exemple de la vallée de l'Orb à Maraussan	1712

--- L'homogénéité du matériau alluvial..	1713
--- Datation des 10 terrasses, de leurs paléosols; problème des glacis de raccord	1714
c)-Relations avec les épanchements volcani- ques, leur datation	1721

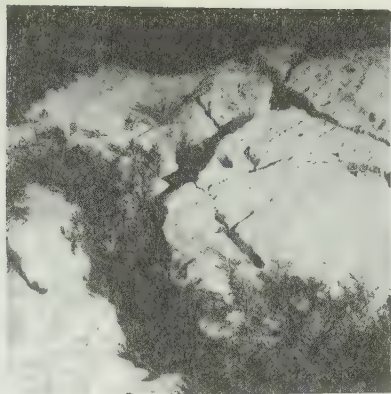
CONCLUSIONS - 1725

I - L'évolution morphogénétique d'ensemble ...	1728
A - Les enseignements de la lithologie	1728
B - Le schéma structural	1743
C - Les aplanissements	1752
D - Les réseaux hydrographiques et le karst..	1768
E - Les formes et formations quaternaires....	1785
-- Une évolution typique des marges de la France hercynienne	1803
II- La variété sous-régionale:.....	1804
A - Le pays montpelliréain	1804
B - Les hautes Garrigues de l'Hérault et du Vidourle supérieur	1809
C - Le pays d'Anduze et d'Alès	1813
D - Les basses Garrigues du Languedoc orien- tal marno-calcaire, les pays du bas-Vi- dourle moyen et leur environnement.....	1817
E - La Garrigue Nîmoise	1821
F - Costière et Biterrois	1824
-- Les facteurs de diversification des paysages languedociens	1825

Annexes	1828
Références bibliographiques	1832
Table des figures	1938
Table des matières	1947
Planches photographiques	h.t.

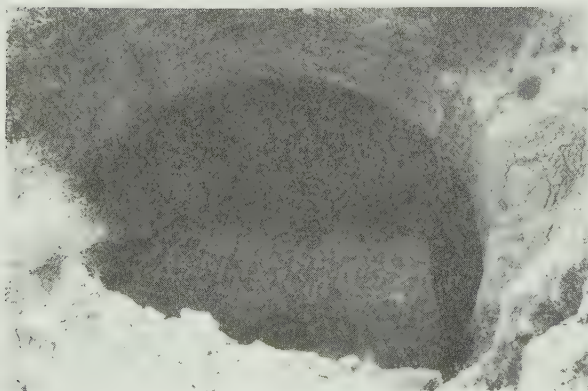
2-243

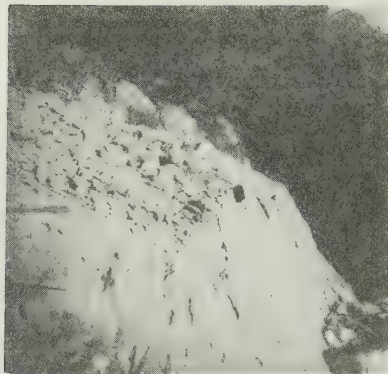
- Lapiès dans le Tithonique de la Boissière.



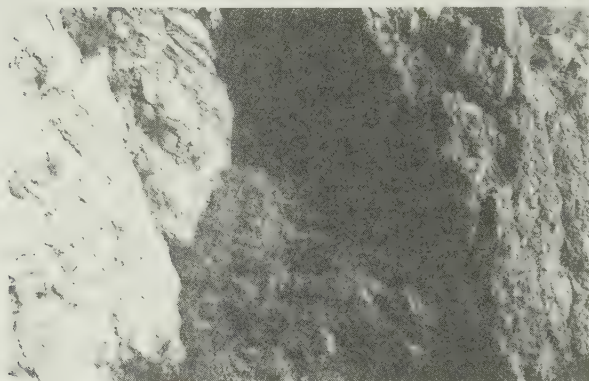
2 - Décomposition arénacée et "knick" dans le calcaire dolomitique de St-Guilhem-le-Désert.

3 - Puits creusé dans les calcaires du Lias inférieur pour atteindre les marnes sous-jacentes du Keuper à Roujan.



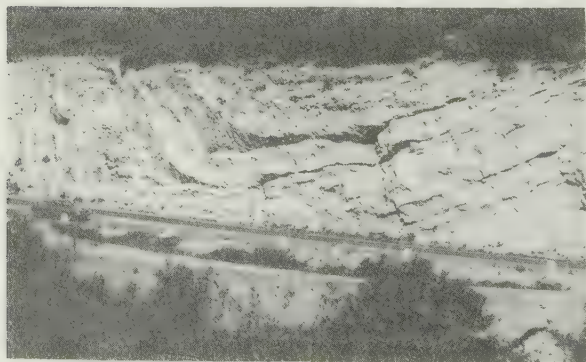


4 - Miroir de faille récemment exhumé brisant
le Tithonique à Combaillaux.



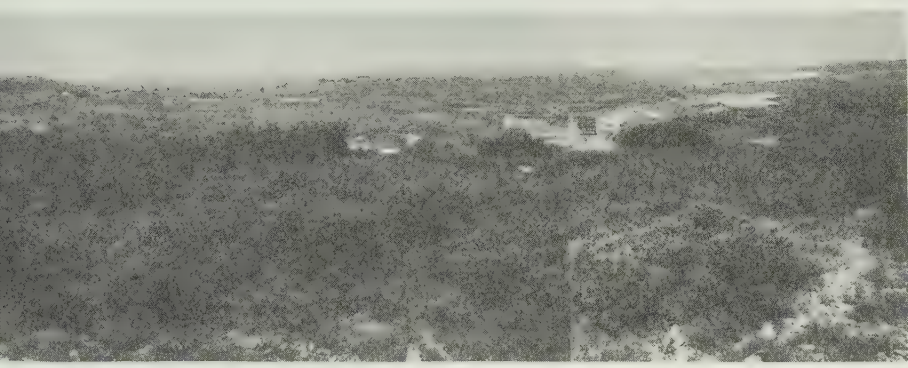
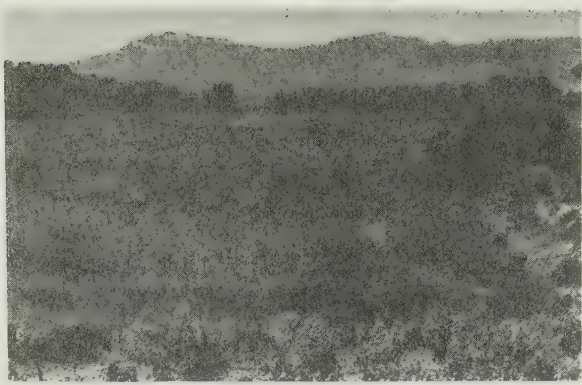
5 - Faille ouverte de distension dans le
Jurassique moyen près d'Arboras.

6 - Petit synclinal dissymétrique ployant le
calcaire lutétien de St-Martin-de-Londres
sous la poussée au Nord de l'ensemble
dissymétrique de Vicle-le-Port, St-Loup.



2048

inal inversé dit des "Dentelles de
agne" à armature de calcaire rognacien,
direction du Sud depuis le Nord du
sin" de Villeveyrac.



- Bassin synclinal de Villeveyrac: extraction
de bauxite, cuesta begudienne portant le
village, à gauche replat de Veyrac. /uo
vers le Sud-Ouest.

Nord de l'étang de Vendres: talus
drement dans la molasse miocène;
e en falaise tyrrhénienne (ni-
mètres du Temple de Vénus) et
par corrasion éolienne.





10 - Talus à peine émoussé de la faille de
Vailhanquès et, dans les marnes paléogènes,
système de glacis du Quaternaire moyen
disséqués par des vallons würmiens.

11 - Glacis et terrasses de la rive droite
de l'Hérault devant St-Jean-de-Pos :
niveaux würmien, rissien et mindélien.





13 - Terrasse rocheuse de l'Hérault près de
St-Guilhem-le-Désert; niveau würmien.



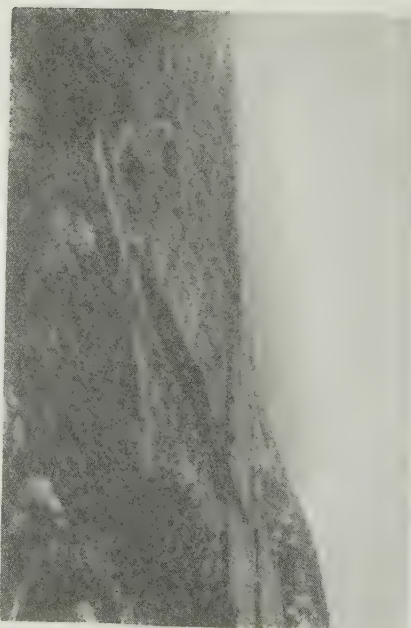
12 - Hautes Garrigues de l'Hérault : fossé de
contournement et massif du Taurac - Au fond
Bordure Nord du synclinal de Ganges et Montagne
de la Fage. Vue du Sud au Nord.



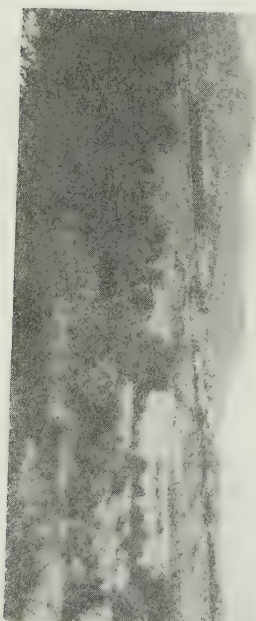
14 - Près du confluent de la Lergue, terrasse
rissienne de l'Hérault dont le cailloutis
ravine la marne helvétique.



16 - Nord-Ouest du "basin" d'Aniane : Glacis
étendu, facettes de la faille du Pont-du-
Diable, surface "fondamentale" languedocienne
sur l'horizon.



15 - Panorama de l'Ouest du "basin" d'Aniane :
Glacis du Barry, bordure faille des Garrigues
d'Arbornas. Au fond, le Rocher des Vierges
(centre) et la Sérène (à droite)



17 - Ouest luttéenne du Signal de la Boissière,
biseauté par la "haute" surface languedocienne;
le village est implanté, en bordure d'une faille
au miroir discrètement exhumé sur le lithonique
recoupé par la surface infra-tertiaire exhumée.

